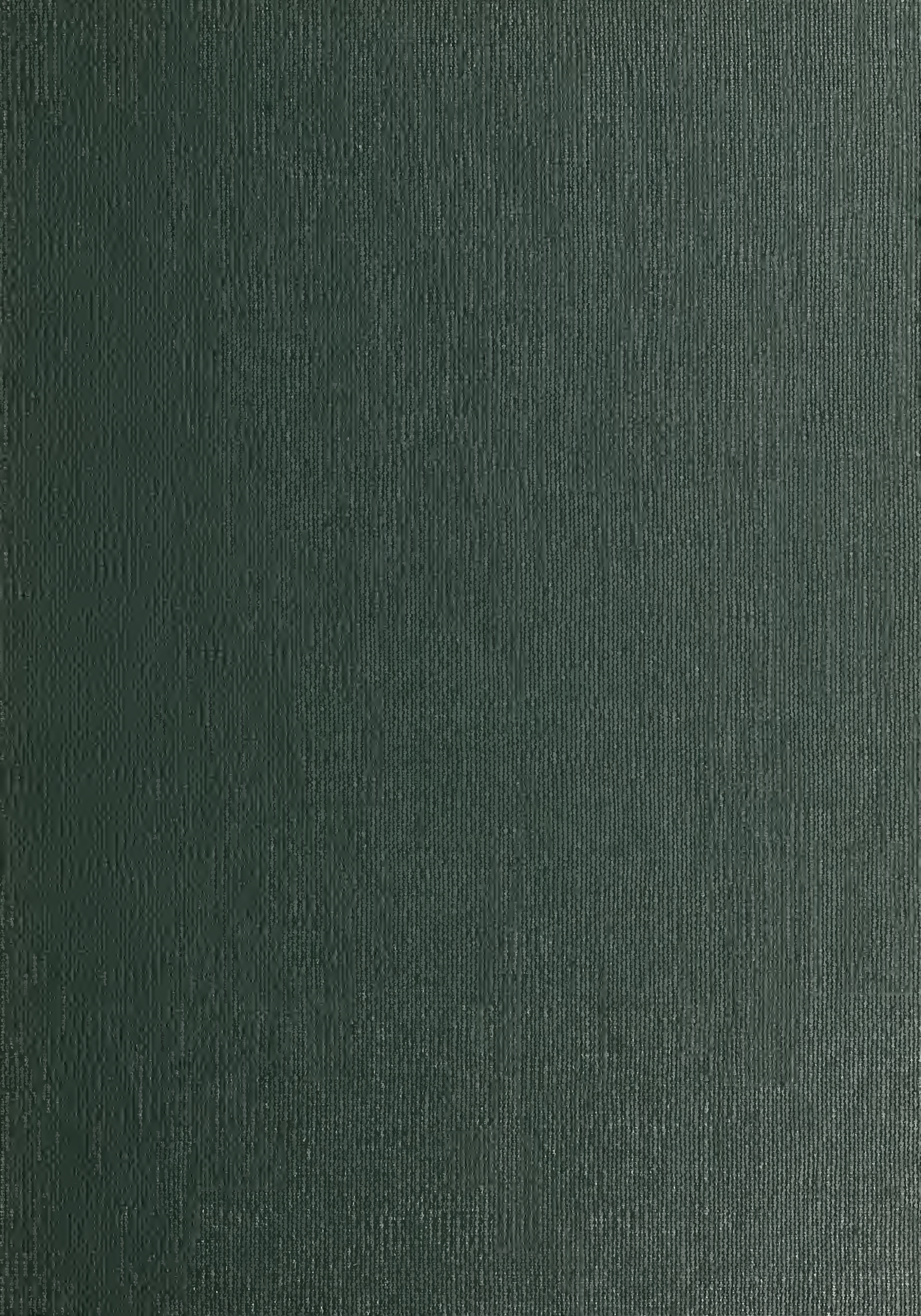
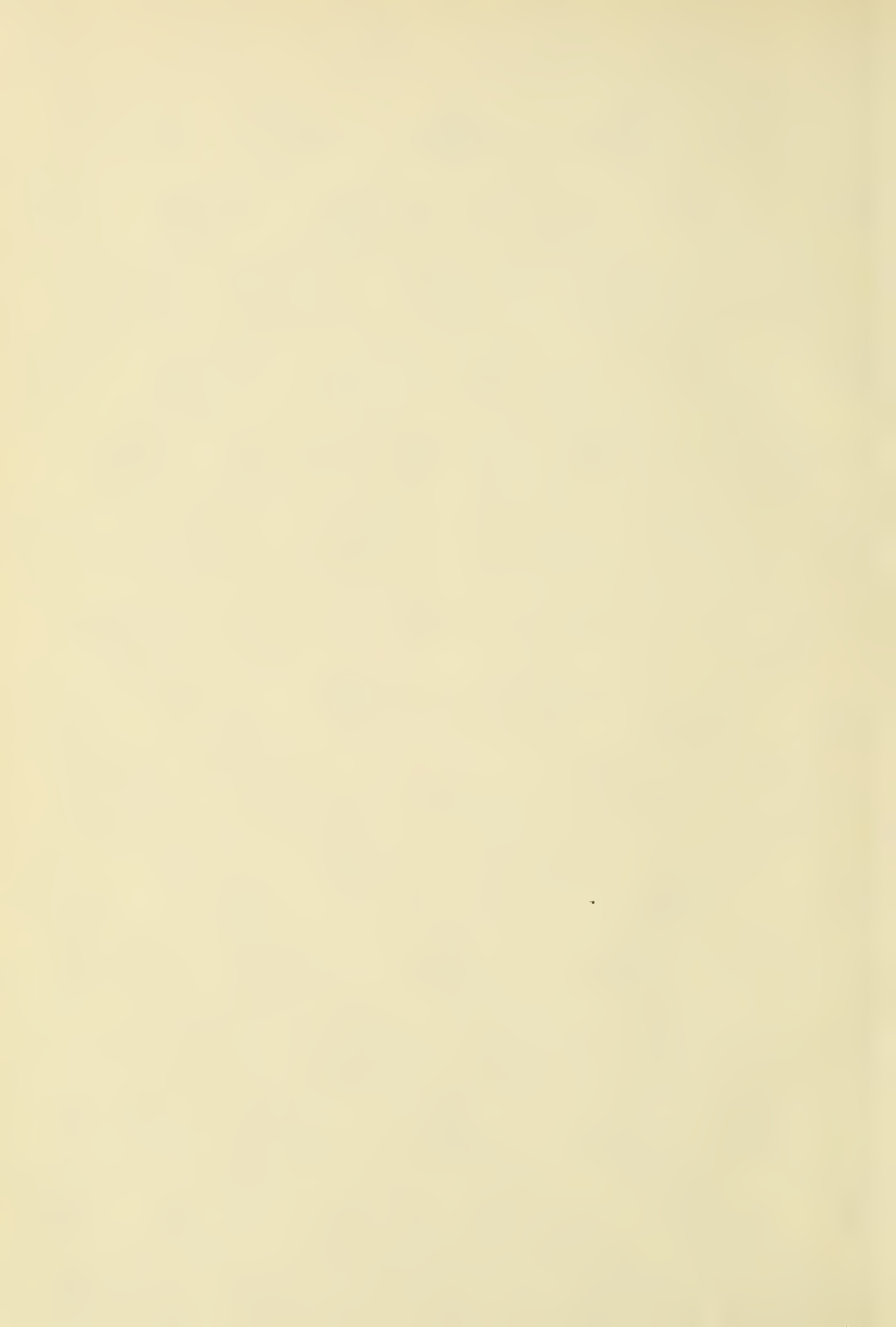





THE LIBRARY
SMITHSONIAN INSTITUTION
FOR THE INCREASE AND DIFFUSION OF KNOWLEDGE AMONG MEN
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON 1846







RESULTATE
DER
WISSENSCHAFTLICHEN ERFORSCHUNG
DES
BALATONSEES.

MIT UNTERSTÜTZUNG DES UNG. KÖN. ACKERBAU-, KULTUS- UND UNTERRICHTSMINISTERIUMS UND ANDEREN MÄZENEN

HERAUSGEGEBEN VOM

BALATON-AUSSCHUSSE DER UNG. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT.

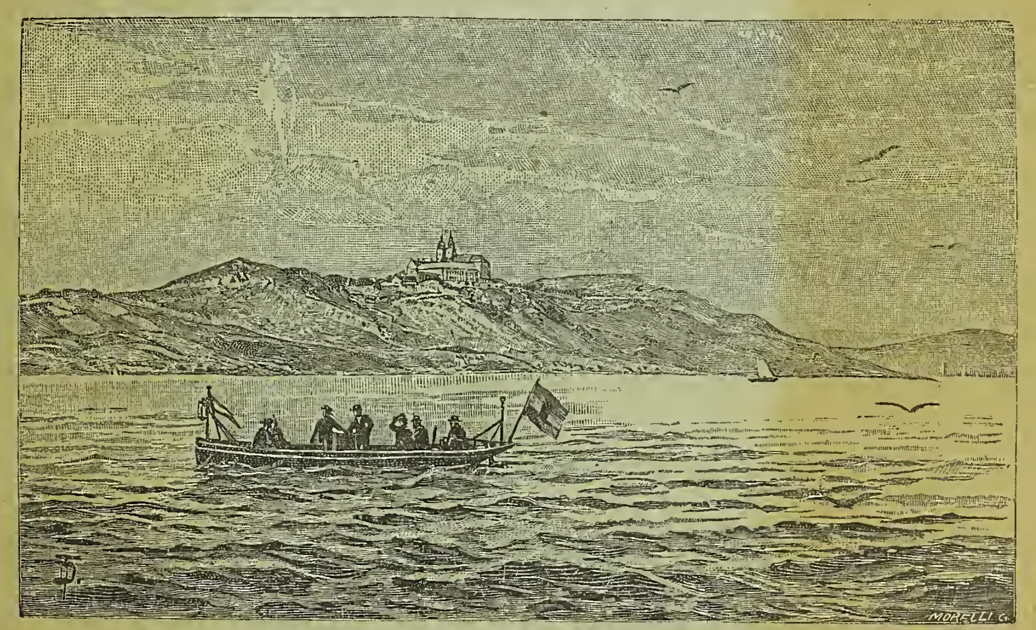
ERSTER BAND.

PHYSISCHE GEOGRAPHIE DES BALATONSEES UND SEINER UMGEBUNG.

ERSTER TEIL.

GEOGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER BALATONSEE-UMGEBUNG, SAMT DEREN OROGRAPHIE UND GEOLOGIE.

GEOLOGISCHER, PETROGRAPHISCHER, MINERALOGISCHER UND MINERALCHEMISCHER ANHANG.



MIT EINER PROFILTAFEL, ZWEI GEOLOGISCHEN KARTEN, ZWEI TAFELN, 23 TABELLEN UND 78 TEXTABBILDUNGEN.

WIEN, 1911.
IN KOMMISSION VON ED. HÖLZEL.

RESULTATE
DER
WISSENSCHAFTLICHEN ERFORSCHUNG
DES
BALATONSEES.

MIT UNTERSTÜTZUNG DER HOHEN KÖN. UNG. MINISTERIEN FÜR ACKERBAU UND FÜR KULTUS UND UNTERRICHT.

HERAUSGEGEBEN VON DER

BALATONSEE-KOMMISSION DER UNG. GEOGR. GESELLSCHAFT.

DREI BÄNDE.

DER Ausschuss der Ung. Geographischen Gesellschaft beschloss in der ordentlichen Sitzung vom 7. März 1891 auf Antrag des damaligen Präsidenten die geographische Erforschung einzelner Gegenden des Ungarischen Reiches mit der gründlichen Untersuchung des Balatonsees zu beginnen, und übertrug die Aufgabe der wissenschaftlichen Erforschung dieses grossen heimatlichen Sees einer Kommission. Die Balatonsee-Kommission konstituierte sich am 15. März 1891 aus hervorragenden Fachmännern Ungarns und schritt sogleich ans Werk.

Da die Ung. Geographische Gesellschaft nicht über genügende Geldmittel verfügt, wäre das Ziel der Balatonsee-Kommission unerreicht geblieben, hätten nicht ***das Ministerium für Ackerbau, das Ministerium für Kultus und Unterricht, die ung. Akademie der Wissenschaften, das Komitat Veszprém***, Herr Dr. ANDOR VON SEMSEY und Seine Exzellenz Hochwürden Dr. Baron KARL VON HORNIG, Bischof von Veszprém, in edler Opferfreudigkeit das Unternehmen gefördert und die Kommission mit bedeutenden Summen unterstützt.

Wir sprechen auch an diesem Orte unseren Förderern tiefgefühlten Dank aus, besonders den Herren Ackerbauministern GRAF ANDREAS BETHLEN, GRAF ANDOR FESTETICH und DR. IGNAZ VON DARÁNYI, sowie dem Herrn Minister für Kultus und Unterricht DR. JULIUS WLASSICS, die mehrere Jahre hindurch vorsehend Sorge trugen, dass die bedeutenden Kosten des wissenschaftlichen Unternehmens im Staatsbudget Deckung finden. Nicht minder fand die Kommission in der dem k. ung. Ackerbauministerium einverleibten ***Hydrographischen Sektion,*** der ***k. ung. Meteorologischen und erdmagnetischen Anstalt*** und dem ***k. u. k. Militär-Geographischen Institute in Wien*** wirksame moralische und materielle Stütze. Ein namhafter Teil unserer Arbeiten wurde in enger Beziehung mit diesen Staatsinstituten zu Ende geführt.

Mit besonderer Anerkennung sprechen wir auch den staatlichen und Privatforstbeamten, den Verkehrsunternehmungen, den Anwohnenden des Balatonsees und den zahlreichen externen Mitarbeitern unsern Dank aus, teils für die eingesandten wertvollen Daten und Berichte, teils für die vielen Begünstigungen und die Gastfreundschaft, welche sie unseren Forschern erwiesen.

Von den Resultaten der nun schon zwanzigjährigen Arbeit sind bereits nennenswerte Publikationen vor der Öffentlichkeit und wir hoffen, dass in kurzer Zeit das ganze Werk vollendet sein wird.

Diese Monographie, die anfangs bloss auf drei Bände bemessen war, hat im Laufe der Zeiten eine über dieses Mass beträchtlich hinausgehende Erweiterung erfahren.

Der palaeontologische Anhang des ersten Bandes, Teil I, wird bereits ***vier*** umfangreiche Bände umfassen, von welchen Band I, III und IV noch im Jahre 1911, der II. aber im Jahre 1912 erscheinen werden.

Der geographische, orographische und geologische ***Hauptteil,*** der sich auf ***zwei*** Bände erstrecken wird, ist im Druck und wird wahrscheinlich ebenfalls während des Jahres 1912 fertiggestellt sein.

RESULTATE

DER

WISSENSCHAFTLICHEN ERFORSCHUNG

DES

BALATONSEES.

MIT UNTERSTÜTZUNG DES UNG. KÖN. ACKERBAU-, KULTUS- UND UNTERRICHTSMINISTERIUMS UND ANDEREN MÄZENEN

HERAUSGEGEBEN VOM

BALATON-AUSSCHUSSE DER UNG. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT.

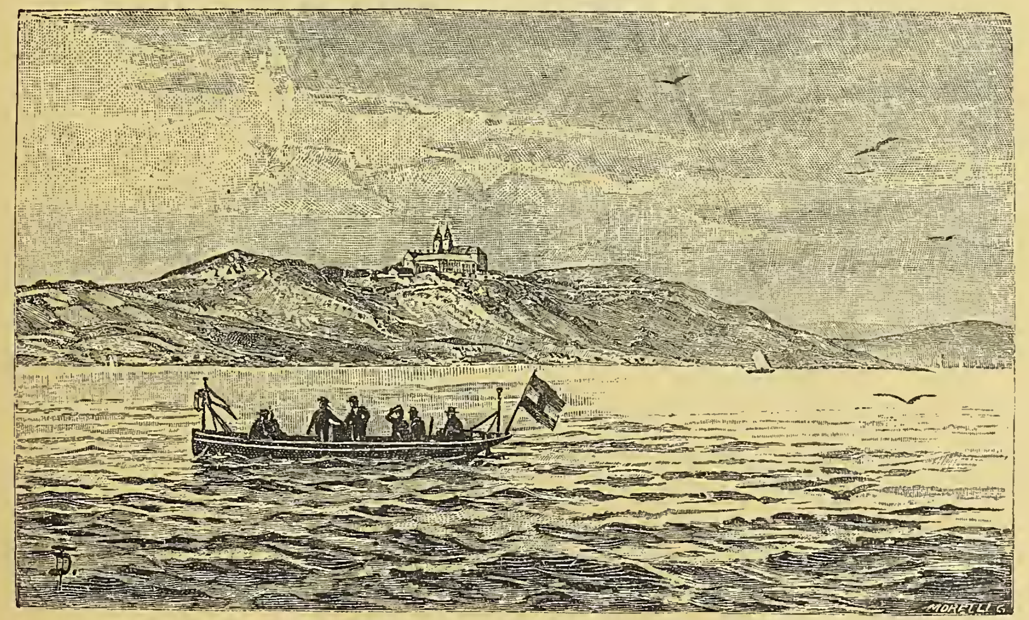
ERSTER BAND.

PHYSISCHE GEOGRAPHIE DES BALATONSEES UND SEINER UMGEBUNG.

ERSTER TEIL.

GEOGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER BALATONSEE-UMGEBUNG, SAMT DEREN OROGRAPHIE UND GEOLOGIE.

GEOLOGISCHER, PETROGRAPHISCHER, MINERALOGISCHER UND MINERALCHEMISCHER ANHANG.



MIT EINER PROFILTAFEL, ZWEI GEOLOGISCHEN KARTEN, ZWEI TAFELN, 23 TABELLEN UND 78 TEXTABBILDUNGEN.

WIEN, 1911.

IN KOMMISSION VON ED. HÖLZEL.

Dieser Band umfasst folgende Abhandlungen:

I. D. LACZKÓ: Die geologischen Verhältnisse von Veszprém und seiner weiteren Umgebung (pag. 1—207, mit einer Profil-Tafel, zwei geologischen Karten und 11 Abbildungen im Text).

II. J. VITÁLIS: Die Basalte der Balatongegend (pag. 1—191, mit zwei Tafeln, einer Karte und 67 Textfiguren).

III. F. SCHAFARZIK: Petrographische Beschreibung der älteren Eruptivgesteine, sowie einiger Sedimente aus dem Bakonyer Waldgebirge (pag. 1—15).

IV. E. SOMMERFELDT: Petrographisch-chemische Untersuchungen an den Basalten des Südlichen Bakony (pag. 1—21).

V. G. MELCZER: Über die Sande des Balatonbodens (pag. 1—2).

VI. P. TREITZ: Der Grund des Balatonsees, seine mechanische und chemische Zusammensetzung (pag. 1—21, mit elf Tabellen).

VII. K. EMSZT: Die chemische Zusammensetzung des Schlammes und des Untergrundes vom Balatonsee-Boden (pag. 1—17).

VIII. K. EMSZT, B. v. HORVÁTH, L. v. ILOSVAY, und S. MERSE v. SZINYE: Chemische Analysen einiger Gesteine, Wässer und eines Gases aus der Balatonsee-Umgebung (pag. 1—17).



I.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE VON VESZPRÉM UND SEINER WEITEREN UMGEBUNG

IM AUFTRAGE UND MIT UNTERSTÜTZUNG DER MATH. UND PHYS. KLASSE DER UNG. AKAD. DER WISSENSCHAFTEN

VON
DESIDER LACZKÓ.

MIT EINER PROFIL-TAFEL, ZWEI GEOLOGISCHEN KARTEN UND 11 ABBILDUNGEN IM TEXT

VORWORT.

Als die Ung. Geographische Gesellschaft die wissenschaftliche Untersuchung der natur- und kulturgeschichtlichen Verhältnisse des Balatonsees und seiner Umgebung in ihr Arbeitsprogramm aufnahm, erhielt ich im Jahre 1894 von Professor Ludwig v. Lóczy, dem Präsidenten dieses grossen wissenschaftlichen Unternehmens, den Auftrag, im Interesse der Balaton-Monographie auch in der Gegend der Stadt Veszprém paläontologisch wichtiges Material zu sammeln.

Im Laufe desselben Jahres wurde mir noch ein ähnlich ehrender Auftrag zuteil seitens des wissenschaftlich hochgebildeten, ehemaligen Vizegespans des Komitats Veszprém, Herrn Desider v. Véghely, der damals noch bestrebt, die Sache der Komitatsmonographien zu fördern, für die Beschreibung der naturwissenschaftlichen Verhältnisse des Komitates Veszprém ebenfalls Mitarbeiter suchte. Im Sinne dieses letzteren Auftrages dehnte ich meine Sammeltätigkeit auch auf entferntere Gegenden des Komitates aus.

Um diese Zeit hatte sich im naturgeschichtlichen Museum des Piaristen-Obergymnasiums schon eine ansehnliche Menge paläontologischen Materials angereichert, wodurch meine Sammeltätigkeit nicht unerheblich unterstützt wurde. Um dieser Arbeit auch sonst einen systematischen Fortgang zu sichern, wurde mir von Prof. v. Lóczy in erster Reihe das Balatonhochland zugewiesen, als ein Gebiet, wo sich die ältesten Ablagerungen des Bakonyer Abschnittes im ungarischen Mittelgebirge vorfinden und wo die Wege der geologischen Erforschung durch die hervorragendsten Kräfte der 60-er und 70-er Jahre schon geebnet waren.

Die Forschung und das Sammeln wurde inzwischen durch verschiedene günstige Umstände gefördert. Im Jahre 1895 gelangte nämlich die Eisenbahnlinie Győr—Veszprém—Dombovár zum Ausbau, was einen Durchstich des mittleren Teiles des Bakonygebirges in seiner ganzen

Breite zur Folge hatte, wodurch eine Anzahl neuer Aufschlüsse entstand, die nicht unerheblich zur Beleuchtung der tektonischen sowie geologischen Verhältnisse unseres Gebietes beitrugen. Nicht minder vorteilhaft war auch der Bau der Lokalbahnstrecke Veszprém—Jutas, bei welcher Gelegenheit Schichtenfolgen aufgeschlossen wurden, die eine Kontrolle der an anderen Punkten gesammelten stratigraphischen Daten ermöglichten. Im Jahre 1896 wiederum war es die Veszprémer Wasserleitung, deren Einführung uns Einblick in den geologischen Bau des Untergrundes der Stadt selbst verschaffte. Zu alledem trat noch der günstige Umstand hinzu, dass sowohl im Gebiete der Stadt selbst, als auch in ihrer Umgebung einige überaus reiche Fossilfundorte entdeckt wurden — ich erwähne blos die Triasschichten in dem «Jeruzsálemhegy» benannten Stadtteile — welche das Hauptmaterial der für die Balatonmonographie jüngst bearbeiteten Triasfauna lieferten. Endlich aber war mir durch meine amtliche Beschäftigung ein Mittel in die Hand gegeben, das Fossiliensammeln auch bei meinen Schülern beliebt zu machen und durch ihre Mitwirkung ein Material zusammenzutragen, das seiner wissenschaftlichen Bedeutung zufolge sowohl eine Neukartierung als auch eine Neubearbeitung der Stratigraphie des Sammelgebietes als unumgänglich notwendig erscheinen liess. Letztere soll samt der verbesserten Karte im Auftrage der ung. Akademie der Wissenschaften in vorliegender Arbeit dargeboten werden.

Eingehender wurde bloss die Trias behandelt, da Ablagerungen anderer Zeitalter in meinem Kartierungsgebiete mehr untergeordnete Rollen spielen. Aber auch für die Trias selbst will vorliegende Arbeit nicht den Anspruch machen, eine endgültige Lösung aller Fragen zu bieten, die sich auf sämtliche diesem Zeitalter angehörenden Ablagerungen beziehen, da die am Aufbau des Balatonhochlandes beteiligten Stufen des Triassystems nicht bloss in der Umgebung von Veszprém, sondern in der ganzen Ausdehnung des Hochlandes einheitlich verbreitet sind, weshalb es auch nicht das Ziel vorliegender Arbeit sein kann, den an anderen Teilen der Balatontrias angestellten Beobachtungen, sowie den aus der Kenntnis der Gesamtheit der letzteren sich ergebenden Folgerungen vorzugreifen.

Bei den auf meinem Gebiete gesammelten Erfahrungen berücksichtige ich auch einige stratigraphische Profile der v. Böckhschen Mergelgruppe, die mit den Verhältnissen bei Veszprém verglichen werden. Diese Profile lernte ich unter der zuvorkommenden und lehrreichen Leitung v. Lóczys kennen.

Die Arbeit zerfällt in folgende Abschnitte:

I. Geschichtlicher Überblick; eine Skizze der Entwicklung der geologischen Kenntnisse der Balatontrias.

II. Tektonische, oro- und hydrographische Verhältnisse des Kartierungsgebietes.

III. Beschreibung der geologischen Verhältnisse.

IV. Faziesentwicklung, Gliederung und alpine Beziehungen.

Indem ich denen, die mich mit dieser Arbeit betrauten und es mir ermöglichten im Dienste der ungarischen Geologie diese bescheidene Arbeit zu verfassen, meinen tiefgefühltesten Dank ausspreche, kann ich nicht umhin dies auch jenen meiner Veszprémer Gönner gegenüber zu tun, die mich gelegentlich der Exkursionen auf meinem Studiengebiete mit ausgezeichneter Liebenswürdigkeit unterstützten.

Veszprém, im Dezember 1907.

DESIDER LACZKÓ.

GESCHICHTLICHER ÜBERBLICK.

Die Gesteinswelt des Bakonygebirges steht mit jener der Alpen in engem Zusammenhange. Die Übereinstimmung dieser beiden Gebirge hinsichtlich der Formationen gleichen Alters sowie der paläontologischen Einschlüsse ist so bedeutend, dass Fr. v. Hauer, dieser Klassiker alpiner Geologie, als er die geologischen Verhältnisse des Bakony persönlich kennen lernte, mit Recht behaupten konnte, dieses Gebirge sei eine verkleinerte Kopie der Alpen.[1] Da nun die Verhältnisse des Bakony gerade von den mit alpiner Geologie vertrauten Fachleuten zuerst untersucht wurden, die ihre in alpinen Gebieten erworbenen Erfahrungen beim Studium unseres Gebirges verwerten konnten, schien es mir wünschenswert, die Beziehungen zwischen Alpen und Bakony selbst im Rahmen dieser Skizze eingehender zu beleuchten. Denn damit erhalten alle Erfahrungen und Folgerungen, die durch ein eingehendes Studium des sehr kompliziert gebauten Bakonygebirges mit seinen reichen Faziesbildungen gewonnen wurden, eine gute Begründung.

Ich muss betonen, dass diese historische Skizze sich hauptsächlich nur mit dem Material der Trias beschäftigt, da den jüngeren Bildungen im Aufbau des kartierten und untersuchten Gebietes eine bloss untergeordnete Rolle zukommt.

*

Die 50-er und 60-er Jahre des vorigen Jahrhunderts bezeichnen wohl den fruchtbarsten Zeitabschnitt alpiner Geologie. Fr. v. Hauer, Stur, Lipold, v. Richthofen und andere gliedern den alten „Alpenkalk“ und stellen die chronologische Reihenfolge der Ablagerungen in den Kalksteinzonen der Alpen fest.

Inzwischen wird ihre Aufmerksamkeit auch auf Ungarn gelenkt. Vornehmlich das Bakonygebirge nimmt ihr Interesse in Anspruch, besonders nachdem Ritter v. Zepharowich der Wiener Akademie sein Referat über die Resultate der auf der Halbinsel Tihany, im besonderen aber in dem zwischen Füred und Köveskálla gelegenen Abschnitte des Balatongebirges ausgeführten Untersuchungen vorlegt.[2] Auf Grund dieser Arbeit v. Zepharowichs wird der am Balaton gelegene Teil des Bakony jenen Gebieten zugeteilt, von welchen man eine Lösung der damaligen alpin-geolo-

---

[1] Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. Wien. XII. Verhandl. 111.

[2] Sitzungsbericht d. Kais. Akad. d. Wissensch.-Mathemat.-naturwissensch. Classe Wien. 1856. 339.

gischen Probleme zu erlangen hoffte. ZEPHAROWICH konnte nämlich bei Füred Vertreter der Werfener Schiefer mit Sicherheit nachweisen; auch konstatierte er in den zu Berühmtheit gelangten Kalken bei Köveskálla das Vorkommen des echten Muschelkalkes. Das Fossilienmaterial dieser Gebiete wurde von SUESS bearbeitet,[1] der die Richtigkeit der Ansichten ZEPHAROWICH's nachweist, indem auch er die Wichtigkeit der Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Bakony betont und von diesem Gebirge die Lösung der kritischen Frage erwartet: ob unter den bezüglich der Stellung der Werfener Schiefer verfochtenen Ansichten diejenige v. HAUERS die richtige sei, der behauptete die Schiefer gehören zu den Buntsandsteinbildungen, oder die der schweizerischen Geologen, nach deren Meinung sie vielmehr dem Keuper zuzuteilen wären. ZEPHAROWICH gibt der Ansicht HAUERS recht, als er auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse, die sich zwischen Füred und Arács hinziehenden Kalke, welche höher als die Werfener Schiefer gelegen sind, für Muschelkalk betrachtet.[2] Das Hauptresultat der Forschungen v. ZEPHAROWICH besteht demnach darin, dass er das Vorkommen der Werfener Schiefer und des Muschelkalkes im Balatongebirge nachweist. Und wenn er auch das Verhältnis dieser beiden Triasstufen nicht durch positive Daten ermitteln konnte, so trägt er mit der Entdeckung des Muschelkalkes von Köveskálla doch wesentlich zur Lösung der Frage bei.

Es muss noch erwähnt werden, dass v. ZEPHAROWICH in dieser Arbeit auch BEUDANTS „Voyage minéral. et géol. en Hongrie; Paris 1818“ gedenkt, ein Verfasser der Ungarn als erster besuchte, um mit den Mineralschätzen und dem geologischen, Bau desselben vertraut zu werden und dieselben vor dem Ausland bekannt zu machen. BEUDANT durchstreift auch das Balatongebirge, ja selbst das Bakonygebirge, und führt in seinem Werke viele interessante und wahre Angaben über den geologischen Bau des Gebirges an. Wir werden seiner für uns am meisten interessanten Beobachtungen bei der Besprechung des Mergels von Veszprém gedenken. Die Bedeutung dieses Werkes wurde übrigens alsbald auch anderweitig anerkannt, da dasselbe bereits 1825 auch deutsch besprochen wird.

Von ZEPHAROWICH's Werke über die Umgebung des Balatonsees erhalten die ungarischen Fachkreise noch im nämlichen Jahre (1856) Kenntnis, u. z. durch GY. KOVÁCS, der dasselbe in einer Fachsitzung der ungarischen Geologischen Gesellschaft im Sommer dieses Jahres besprach. Unter der Einwirkung der Arbeit besucht auch GY. KOVÁCS selbst, als Sekretär der Gesellschaft das Bakonygebirge öfters und erstattet der Gesellschaft über die Ergebnisse seiner Exkursionen in den Jahren 1857, 1860 und 1861[3] Bericht. Er war es, der unter anderen den Muschelkalk von Nagyvázsony und den Hippuritenkalk von Urkút entdeckte. Es ist zu bedauern, dass die Arbeiten dieses eifrigen Fachmannes nicht in Druck erschienen sind.

Es verdienen hier auch diejenigen erwähnt zu werden, die nicht so sehr durch den Wunsch beseelt waren, unsere Kenntnisse über das Gebiet durch literarische Betätigung zu bereichern, die vielmehr nur durch Liebe zur Wissenschaft dazu bewogen wurden das Interesse für das Gebirge durch Fossiliensammeln in verschiedenen Teilen des Bakony wach zu erhalten Unter diese gehört der Zisterzienser-Prof. MAIER, der 1857 in der Umgebung von Zircz, dann SCHWABENAU und F. ROMER, die bei Pénzeskut

[1] Sitzungsberichte d. Kais. Akad. d. Wissensch. Mathemat.-naturwissensch. Classe. Wien. 1856. S. 368.

[2] Ebendort 5. 372.

[3] Arbeiten der ung. Geologischen Gesellschaft. B. II.

und Ácsteszér Fossilien sammelten und dieselben der geologischen Reichsanstalt in Wien zukommen liessen.[1] ROMER benachrichtigt über diese Aufsammlungen brieflich auch die Naturwissenschaftliche Gesellschaft in Pozsony.[2] Am wertvollsten war die SCHWABENAUsche Sammlung, auf Grund welcher FOETTERLE feststellen konnte, dass am Aufbau des Gebirges in der Umgebung von Bakonybél Jura, Kreide und Eozän teilnehmen.[3]

Auch A. KERNER macht in seiner pflanzengeographischen Skizze einige Bemerkungen über die geologische Beschaffenheit des Bakonygebirges, doch sind dieselben von keiner grösseren Bedeutung.[4] 1859 aber verfasst WACHTEL eine Arbeit über die Badeorte und Mineralwässer Ungarns,[5] in welcher auch der Umgebung der Kurorte (Balatonfüred) und deren geologischen Verhältnissen einige Zeilen gewidmet werden. Seine das Gebirge betreffenden Bemerkungen sind übrigens nichts weiter als die Wiedergabe von falschen Ansichten anderer.

Viel Verdienste hat sich DR. F. ROMER, damals Benediktiner-Professor in Győr, erworben, der die Sommerferien 1859 zu Exkursionen in das Bakonygebirge verwendet, über die er dann in seinem mit wahrer Liebe und Begeisterung für Natur und Kunst verfassten Werke „Bakony“ berichtet.[6] Aus dieser Arbeit sollen hier nur einige paläontologische Daten angeführt werden, welche sich mit meinem Gebiete oder dessen unmittelbarer Nachbarschaft in Beziehung bringen lassen. So werden nächst Peremajor, ferner von dem Közép-Hajag bei Szentgál und dem sich unterhalb desselben dahinziehenden Fehérkőgraben Hippuriten erwähnt. Hierunter sind offenbar die Rudisten der an den aufgezählten Punkten sehr verbreiteten Caprotinenkalke zu verstehen. In der Umgebung von Olaszfalu traf er Adnether Kalk, bei Gyertyánkút aber Nummulitenkalk an. Aus der Ortschaft Bánd erwähnt er einen Brunnen, aus welchem schöne Fossilien zutage gelangten. Dieselben dürften aus dem Neogen von Bánd stammen, aus welchem auch ich einige wertvolle Stücke sammelte. Sehr interessant ist jene Angabe, wonach in dem Gerölle des „Cserjésberges“ bei Nagyvázsony zahlreiche Ammoniten zu finden sind. Diese Bezeichnung bezieht sich wohl auf den zwischen Nagyvázsony und Mencshely befindlichen Berg „Csertető“ oder „Cserestető“, wo 1898 auch Verfasser dieser Zeilen mehrere neue Cephalopoden für Herrn DR. ANDOR V. SEMSEY sammelte.

Schliesslich muss auch noch Prof. KORNHUBER erwähnt werden, der Anfangs 1862 aus der Sammlung der Oberrealschule in Pozsony ein paläontologisches Vergleichsmaterial nach Wien sandte, welches bei Pénzeskút und Bakonybél gesammelt wurde.

Die wichtigsten Daten über die geologischen Verhältnisse des Bakonygebirges lieferten im vorigen Jahrhundert die ausdauernden und gewissenhaften Forschungen der 60-er Jahre. Man kann getrost sagen, dass 1861 das Geburtsjahr der Geologie des Bakonygebirges ist.

Für dieses Jahr setzt nämlich die k. k. geologische Reichsanstalt die übresichtliche Aufnahme von SW-Ungarn fest. Es wurde nicht geringeren Männern als v. HAUER,

[1] Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1857, S. 618, ferner ebendort 1858. S. 175 und 698.
[2] Verhandl. d. Vereins für Naturkunde in Pressburg. 1858. S. 47 und 78.
[3] Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1859. Verhandl. S. 75.
[4] A. KERNER: Der Bakonyerwald; Verhandl. d. geol.-botan. Vereins in Wien. 1856.
[5] Dr. D. WACHTEL: Ungarns Kurorte etc. Ödenburg. 1859.
[6] Dr. RÓMER FLÓRIS: A Bakony. Győr. 1860.

Stache und Paul — welch letzterer zu dieser Zeit noch als Volontär im Dienste der Wissenschaft stand — zuteil, die interessanten Verhältnisse des Bakonygebirges breiteren Schichten der wissenschaftlichen Welt vorzuführen.

v. Hauer erkannte sogleich den verwickelten Bau des Gebirges, doch hebt er zugleich auch hervor, dass sowohl die petrographische Mannigfaltigkeit, als auch die überall sich darbietenden wundervollen Erscheinungen die Aufgabe zu einer der anziehendsten und lohnendsten gestalten, die ihnen je gestellt wurde.[1] Dies waren jene Männer, die die grundlegenden Linien der Geologie des Bakonygebirges mit sicherer Hand zogen, und solcherart die Wege der durch die kgl. ungar. Geologische Reichsanstalt Ende desselben Jahrzehntes durchgeführten Detailaufnahme ebneten. Die Ergebnisse dieser für die Kenntnis Ungarns so überaus wichtigen Untersuchungen, über welche v. Hauer und seine beiden Mitarbeiter der k. k. geologischen Reichsanstalt im Laufe der Jahre 1862 Bericht erstatteten,[2] sind die folgenden:

Fr. v. Hauer hebt — wie dies in den einleitenden Zeilen dieses Abschnittes bereits erwähnt wurde — vor allem jene bedeutende Übereinstimmung hervor, welche sich einerseits in den Ostalpen und andererseits im Bakonygebirge in der Ausbildungsweise der einzelnen geologischen Formationen, sowohl betreffs der Bergformen als auch hinsichtlich des petrographischen und paläontologischen Charakters der Gesteine kundgibt. Im Zusammenhang damit führt er auch die Unterschiede vor, welche im geologischen Bau der beiden Gebirge zu beobachten sind. Hierher zählt er den völligen Mangel an paläozoischen Bildungen im Bakonygebirge, was darauf zurückzuführen ist, dass das dyadische Alter des auch im Gebirge am Balatonsee vertretenen Verrukano damals noch zweifelhaft erschien. Auch über die Trias[3] und Kreide[4] des Bakonygebirges wird eingehend berichtet. In der Triasformation werden vier Glieder unterschieden: 1. Verrukano und Werfener Schichten, 2. Guttensteinerkalk, 3. Virgloriakalk und 4. Esino-Dolomit. Zugleich wird auch die Verbreitung dieser Bildungen angegeben. Es wird erwähnt, dass der Verrukano und die Werfener Schiefer auch im Inneren des Gebirges mehrfach zutage treten; dass jedoch diese, sowie die ganze durch v. Hauer festgestellte Triaszone sich an der Längsachse des Gebirges wiederholt, das wurde — wie gezeigt werden soll — in unzweifelhafter Weise erst durch Paul nachgewiesen. v. Hauer stellt jene Gesteine der Trias, welche die SW-lich ziehende Triaszone zwischen der Landstrasse Öskü—Veszprém—Nagyvázsony und dem Balatonsee bilden, in ihrer Gesamtheit zu der 1. und 2. Gruppe, also zu den Verrukano-und Werfener Schichten sowie zum Guttensteiner Kalk. Er erwähnt zwar, besonders aus der Umgebung von Nagyvázsony mehrere, verschieden farbige Kalksteine und führt sogar auch den von J. Kovács an letzterer Stelle entdeckten Cephalopodenkalk an, doch wird auch dieses Gestein nicht von der Gruppe der Guttensteiner Kalke abgeschieden, und bloss der von Zepharowich bei Köveskálla entdeckte Brachipodenkalk wird als ein neues Glied der Trias betrachtet, welches mit dem Virgloriakalk der Alpen ident sein soll.

Das gegenseitige Verhältnis dieser beiden Kalksteine: des Cephalopodenkalkes von Nagyvázsony und des Brachiopodenkalkes von Köveskálla konnte hier im Bakonygebirge nicht ermittelt werden. Diese Frage wurde auf Grund der Verhältnisse in

[1] Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1861—2. XII. Verhandl. S. 84.
[2] Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1861—2. XII. Verhandl. 1. und 2. Heft.
[3] Ebendort Verhandl. Heft 2. S. 164.
[4] Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Cl. XLIV/1. S. 631.

den Alpen von Stur gelöst.[1] Hauer hält die Abscheidung der beiden Schichtengruppen — wenn er auch die Richtigkeit der Meinung Sturs betreff der gegenseitigen Stellung derselben (Recoaro- und Reiflinger Kalk) bezweifelt — dennoch gerade auf Grund der Verhältnisse im Bakonygebirge gerechtfertigt.[2] Dass jedoch die Werfener Schiefer tatsächlich unter dem Muschelkalk lagern, was Zepharowich bereits auf Grund der Verhältnisse von Füred vermutete, und was von Richthofen mittlerweile in den Alpen wirklich nachgewiesen wurde,[3] sah v. Hauer auch durch die Verhältnisse im Bakonygebirge erwiesen.[4] Aus den hiesigen Verhältnissen zieht er ferner mit grosser Wahrscheinlichkeit den Schluss, dass die Guttensteiner Kalke den beiden vorerwähnten Bildungen: den Werfener Schiefern und dem Muschelkalke zwischenlagern. (Ebendort.)

Vertreter der oberen Trias vermutet v. Hauer in jenen mächtigen Dolomiten, welche im Hangenden der eben angeführten untertriadischen Schichten des Bakonygebirges auftreten. Da er aber in ihrem unteren Abschnitte eine Esinofauna zu erkennen glaubt, betrachtet er diesen Abschnitt mit dem Esinokalke gleichalterig, während er den oberen Abschnitt auf Grund der darin vorkommenden Dachsteinbivalven bereits in die rhätische Stufe versetzt. Die Grenze zwischen den beiden Abschnitten lässt sich — wie er dies selbst hervorhebt — nur ganz willkürlich ziehen, da ihm die Raibler Schichten, welche diese beiden Bildungen voneinander trennen, aus dem Bakonygebirge nicht bekannt waren.[5]

Wenn auch v. Hauers Ansichten durch die späteren Forschungen im Bakonygebirge — wie dies gezeigt werden soll — einigermassen modifiziert wurden, so steht doch soviel fest: dass seine Studien die Übereinstimmung der Bakonyer Trias mit der alpinen in Gliederung und Fazies unzweifelhaft nachwiesen.

Über die Verbreitung und Gliederung des Verrukano und der Werfener Schiefer im Balatongebirge berichtet Paul im Jahrbuche 1861—2 der k. k. Reichsanstalt in Wien.[6] Wie erwähnt, war es Paul, der auch die Wiederholung dieser triadischen Bildungen im Balatongebirge nachwies. Paul stellt auch die Richtung dieses sekundären Aufbruches bei Szentkirályszabadja, ferner bei Hidegkút und Tótvázsony fest. Eine genaue Kartierung des Aufbruches wird jedoch erst durch Böckh durchgeführt, der auch die Wichtigkeit desselben in der Tektonik des Gebirges erkennt und dieselbe „Spalte von Litér“ benennt.[7]

Paul teilt den Bundsandstein des Bakonygebirges in drei Glieder. Als unterstes wird der Verrukano betrachtet, hierauf folgt ein glimmerreicher roter Sandstein, das oberste Glied sind die eigentlichen Werfener Schiefer in wechselnder petrographischer Ausbildung. Auch wird erwähnt. dass die Schichten mit einem Dolomit wechsellagern und dass die ganze Bildung nach oben zu in Dolomit übergeht. Schliesslich wird Hidegkút als ein reicher Fundort von Werfener Fossilien hervorgehoben, und tatsächlich sammelte auch ich vor kurzem hier eine schöne Fauna.[3]

[1] Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1865. S. 242. und D. Stur: Geologie der Steiermark. S. 215.

[2] Sitzungsber. LII/1. S. 605. und Jahrb. 1868. S. 15.

[3] Sitzungsber. XIX. S. 369.

[4] Jahrb. 1861—2. Verhandl. S. 165.

[5] Jahrb. 1861—2. Verhandl. S. 166.

[6] Ebendort. Verh. S. 205.

[7] Böckh J. Die Geol. Verh. d. südlichen Bakony I. T. S. 29.

[3] Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees. Paläont. Anh. Bittner: Lamellibr. a. d. Trias d. Bakony Seite 84.

Von PAUL werden schliesslich auch die jüngeren mesozoischen Bildungen des Bakonygebirges bearbeitet.[1] Betreffs des Dachsteinkalkes und des damit innig zusammenhängenden Dolomits wird festgestellt, dass sich dieselben vom Vértesgebirge in den Bakony hinüberziehen; ausserdem wird auch erwähnt, dass aus diesem Zuge zwischen Esztergál und Pusztaberek nächst Pere gegen N zu ein Zweig ausgeht, dessen Schichten im Gegensatze zu jenen des Hauptzuges gegen SE einfallen, so dass sich zwischen den beiden Synklinalen ein Becken einsenkt, welches mit jüngeren Ablagerungen ausgefüllt erscheint und welches nach der darin befindlichen Ortschaft Zircz, Becken von Zircz genannt wird. Die Lias- und Jurakalke — wie er sich ausdrückt — erstrecken sich als Streifen am Rande des Beckens u. z. in der W-lichen Flanke bis Németbánya, in der S-lichen bis Urkút. Im W, zwischen den beiden Ortschaften ist das Becken offen.

Im Lias fand er drei Glieder vertreten: 1. Fleckenmergel, 2. Adnether Kalk, 3. Hierlatzschichten; im Jura aber den braunen und weissen Jura.

Auch über die Kreide des Bakony hat, wie erwähnt, HAUER berichtet.

Die Tertiärbildungen sowie die Eruptivgesteine des Bakony entfallen in den Rahmen der STACHEschen Aufnahmsarbeiten;[2] diese weisen ebenfalls eine reiche Gliederung auf und sind verbreiteter als der Jura.

STACHE befasst sich mit dem Eozän des N-lichen Bakony, insbesondere mit der N-Flanke desselben. Im allgemeinen beobachtet er, dass die Schichten dieser Stufe nahezu wagerecht oder doch nur kaum geneigt bald den Kalken und Dolomiten, bald der Kreide diskordant aufgelagert sind. Er unterscheidet unteres, mittleres und oberes Eozän. Die Verschiedenheit derselben wird sowohl durch petrographische als auch faunistische Daten nachgewiesen.

Aus dem Neogen des Bakony erwähnt STACHE 1. Leithakalk, 2. Cerithienkalk, 3. Süsswasserkalke, welch letztere nach ihm in eine Kluft eingelagert sind, welche sich durch das ganze Gebirge, ungefähr längs der Grenze der unteren und oberen Trias dahinzieht. Was ihr Alter betrifft, so hält er sie für jünger als die Cerithienkalke, jedoch für älter als die Congerienbildung.

Auch mit den Basalten des Bakony hat sich STACHE befasst.[3] Ihre Hauptverbreitungsrichtung wird als SE—NW-lich bestimmt und es fällt diese Richtung mit den charakteristischen Querbrüchen des Bakony zusammen.[4] Betreffs des Alters der Basalteruption betrachtet er es als gewiss, dass die Hauptmasse der festen Basalte älter ist als die um die Eruptivzentren herum vorkommenden Basalttuffe und zugleich auch älter als die *Vivipara Sadleri*-führenden mittelpontischen Schichten. Die Tuffe, sowie die durch diese durchgebrochenen jüngeren Basalte hingegen sind nach ihm jünger als die Ablagerungen mit Congeria balatonica, Vivipara Sadleri usw.

*

Diese verdienstvolle Tätigkeit der Wiener Geologen war auch auf die weitere Entwicklung der Geologie des Bakony von entscheidendem Einflusse, indem die bereits festgestellte geologische Skizze als Grundlage für die fernere, eingehende Forschung diente. Diese liess nicht lange auf sich warten. Die lehrreichen Ergebnisse

[1] Jahrb. 1861—2. Verhandl. S. 226.

[2] Jahrb. 1861—2. XII. S. 124, 125 und 210.

[3] Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1862. S. 148.

[4] Vergl. diesbezügl. nach K. PETERS: Über d. Lias von Fünfkirchen; Sitzungsber. d. Akad. Wien. XLVI/1. S. 244.

der Arbeiten im Bakonygebirge bewogen die Ungarische Geologische Gesellschaft, das Gebirge in dem Arbeitsprogramm der geologischen Landesaufnahmen an die erste Stelle zu setzen.

Diese Aufnahmen wurden im Jahre 1869 begonnen. Bevor jedoch die Ergebnisse und der Verlauf derselben eingehend besprochen wird — wobei auch M. v. HANTKENS gedacht werden muss, der 1866 und 1867 wichtige Kohlenforschungen im Bakony durchführte [1] — müssen wir uns eingehend mit dem Besuche v. MOJSISOVICS im Bakonygebirge (1869) befassen.

MOJSISOVICS publizierte nämlich 1869 seine erste Gliederung der alpinen Trias,[2] die in einer Fachsitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt durch den Vortrag „Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna der oenischen Gruppe“ eine Ergänzung fand.[3] Bei dieser Gelegenheit legt v. MOJSISOVICS jene Beobachtungen vor, welche er im Bakony unter der Leitung J. v. BÖCKHS machte. BÖCKH befasste sich damals nämlich im Auftrage der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt bereits mit der detaillierten Aufnahme des Balatongebirges.

In diesem Berichte erklärt v. MOJSISOVICS vor allem, dass sich die Trias des Bakony auch in tektonischer Hinsicht den lehrreichsten Partien der Alpen angliedert. Im weiteren werden die Triasablagerungen an der Hand von zwei Profilen besprochen.

Das eine Profil beginnt am Ufer des Balatonsees und endet bei der Spalte von Litér; die Fortsetzung bildet ein zweiter Schnitt, der bei der Spalte von Litér beginnt und sich bis zum Sédtal erstreckt. Gemeinsame Triasglieder dieser beiden Profile sind 1. der Buntsandstein, 2. der Muschelkalk, 3. der Dolomit mit Ammonites cfr. carinthiacus?, 4. der Kalk mit Proarcestes subtridentinus und 5. der Hauptdolomit. Das zweite Profil enthält ausserdem ein neues Glied, einen grünen Tuff, welcher sich im Profile zwischen den Proarcestes subtridentinus führenden Kalk und den Hauptdolomit einfügt. Eingehender wird besonders der von BÖCKH entdeckten cephalopodenführenden Triaskalke (des BÖCKH'schen Tridentinuskalkes) gedacht, die an die Basis der oberen Trias also in die Oener Gruppe der Gliederung 1869 gestellt werden. Schliesslich werden auch die Mergel von Veszprém besprochen und dieselben in den Rahmen des Ammonites cfr. carinthiacus führenden Dolomits versetzt.

Die hier aufgezählten Triasglieder werden von MOJSISOVICS in seiner Tabelle von 1869 folgendermassen zusammengestellt:

Obere Trias	Karnische Stufe	*F*) Laarer Gruppe, Dolomit mit Megalodus triqueter.
	Norische Stufe	*E*) Oener Gruppe { *b*) Grüner Tuff. *a*) Kalke mit Proarcestes subtridentinus und Halobia Lommeli.
Untere Trias	Muschelkalk	*D*) Dolomite mit Einlagerung von Protachyceras Attila führendem Kalk und Mergel. *C*) Arcestes Studeri-Zone (Nagyvázsony—Köveskálla).
	Buntsandstein	*B*) Campiler Schichten. *A*) Seisser Schichten.

[1] Arbeiten der Ungar. Geol. Gesellsch., Bd. III. S. 98, 188, 189.

[2] E. v. MOJSISOVICS: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen d. südlichen Alpen; Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien, 1869. S. 91.

[3] Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1870. S. 93.

Diese Schichtengruppen lassen sich mit der Richthofen', Hauer', Sturschen Triasgliederung folgendermassen parallelisieren: *A*) und *B*) entspricht den Werfener Schiefern, *C*) dem Muschelkalk, *D*) dem damaligen Mendoladolomit, *E*) den Buchensteiner bezw. Pötschener Kalken und schliesslich *F*) dem Hauptdolomit. Es fehlen also die Wengener, Cassianer und Raibler Schichten.

Inwieweit v. Böckh diese angebliche Lücke in der Kontinuität der Triasfolge ausfüllte, welche v. Mojsisovics mit der vordolomitischen Denudation zu erklären dachte, darüber soll in der Besprechung seines Werkes berichtet werden.

Hier will ich mich meinerseits auf folgende Bemerkungen beschränken:

Mojsisovics gedenkt der den Werfener Schiefern aufgelagerten wabigen Dolomite und Rauhwacken sowohl bei dem Profil durch den Megyehegy als auch bei jenem von Litér-Hajmáskér, doch spricht er sich über die Zugehörigkeit dieser Sedimente nicht aus.

Die über den wabigen Dolomiten angetroffenen dunkelen in paläontologischer Beziehung wenig charakterisierten Plattenkalke zählt er zum Muschelkalk, weil in der Nähe (bei Köveskálla und Nagyvázsony!) auf den Werfener Schiefern echter Muschelkalk zweifellos festgestellt werden konnte.

Da v. Mojsisovics im NE-lichen Teile des Bakony, wo er seine Profile aufnahm, die dem Plattenkalke auflagernden unzweifelhaften Muschelkalkglieder nicht antraf und ihm aus dem Dolomit, abgesehen von dem auf ein höheres Niveau deutenden Ammonites cfr. carinthiacus kein sonstiges Fossil bekannt war, da ferner die Verhältnisse um Veszprém herum sowohl ihn wie auch damals noch J. v. Böckh davon überzeugten, dass die hiesigen Mergel mit ihren auf die Oener Stufe verweisenden Fossilien in dem Dolomite lokale Einlagerungen bilden, so blieb nichts anderes übrig als den Ammonites cfr. carinthiacus führenden Dolomit samt den Mergeln entweder in die Oener Stufe selbst oder in das Liegende derselben, jedenfalls aber in das unmittelbare Hangende des Muschelkalkes zu stellen.

Für die letztere Einteilung sprach auch der Umstand, dass die aus dieser Bildung zutage gelangten Brachiopoden nach Schloenbach einen entschiedenen Muschelkalkcharakter aufweisen. Dass die Mergel von Veszprém in der Mitteilung v. Mojsisovics' in das Liegende des Proarcestes subtridentinus-Kalkes gelangten, dabei dürfte auch jener Umstand in nicht geringem Masse mitgespielt haben, dass es v. Mojsisovics damals noch nicht gelungen war festzustellen, welche von den beiden Cephalopodenfaunen die ältere ist. Mojsisovics erklärt den Kalkstein mit Proarcestes subtridentinus mit Berücksichtigung der ähnlichen alpinen Verhältnisse als ein Äquivalent des Buchensteiner oder Pötschener Kalkes.

Falsch ist im Profil II ferner auch die Einreihung der grünen Tuffe von Kádárta in das Hangende des Tridentinuskalkes, sowie überhaupt die ganze Konstruktion des Profils.

Von den grünen Tuffen von Kádárta wies J. v. Böckh nach, dass dieselben unter den Tridentinuskalk gehören. Was aber die Konstruktion des Profils anbelangt, so konnte ich eine solche Synklinale, wie sie im Profil vor Augen tritt, nirgends beobachten, hingegen fand ich den v. Böckhschen Beobachtungen entsprechend eine weitere Bruchlinie („Bruch von Veszprém", vergl. den tektonischen Teil S. 32), längs deren als ältestes und sicher kenntliches Triasglied der Plattenkalk zutage tritt. Dieser Kalkstein bildet hier eine volständig aufgestauchte Barrière, welche sich jedoch überall, wo sich das Einfallen messen lässt, gegen NW und nicht gegen S, wie dies

v. Mojsisovics im Profile verzeichnet, einfällt. Auch im Hangenden des Kalksteines kommt Dolomit vor, doch kann dies nur Megyehegyer Dolomit sein, da sich seine Schichten dem Plattenkalke konkordant auflagern, und da ferner über denselben weiter W-lich in der Nähe von Kádárta unzweifelhafte Äquivalente der Trinodosuszone folgen, wie dies bei Besprechung der Verhältnisse von Kádárta noch gezeigt werden soll.

Der Umstand schliesslich, dass sich der Plattenkalk in unmittelbarer Nachbarschaft des Hauptdolomits erhebt, findet allein in der längs des Bruches eingetretenen Verwerfung seine Erklärung und nicht in der Denudation, wie dies v. Mojsisovics annahm (l. c. S. 99).

Bei der Beschreibung des Profils II teilt v. Mojsisovics noch mit, dass der Ammonites cfr. carinthiacus? führende Dolomit mehrfach von Laarer Dolomit bedeckt wird; auch diese Erscheinung erklärt er mit Denudation, welche ausser der ganzen halorischen und badiotischen Gruppe stellenweise auch den Tridentinuskalk abgetragen hat. Dem gegenüber wies bereits v. Böckh nach, dass die halorische und badiotische Gruppe weder im N-lichen noch im S-lichen Zuge fehlt und bezeichnet teils den Füreder Kalk, teils die Gesteine der oberen Mergelgruppe als Vertreter derselben.

Was schliesslich das abgerissene Auftreten des Tridentinuskalkes betrifft, so ist dies, wie sich später zeigen wird, nicht so sehr der Denudation, als vielmehr anderen geologischen Faktoren zuzuschreiben.

Aus dem Gesagten muss der Schluss gezogen werden, dass die Mangelhaftigkeit der Mojsisovicsschen Triasgliederung ausser den angeführten paläontologischen Gründen darauf zurückzuführen ist, dass v. Mojsisovics die Verhältnisse im Bakony nicht an den günstigsten Punkten studierte.

Wenn aber v. Mojsisovics' eben skizzierte Triasgliederung später auch mehrfacher Berichtigungen benötigte, so ist es dennoch ein unbestreitbares Verdienst v. Mojsisovics', dass er die Struktur des Balatonberggebietes mit seinen Profilen in erhöhtem Masse beleuchtete, sowie dass er durch nahezu richtige Bezeichnung des Bakonyer Muschelkalkes und der Grenzschichten der oberen Trias die Parallelisierug mit den ähnlichen alpinen Bildungen auf breiterer Basis durchführte.

Um die chronologische Reihenfolge einzuhalten, muss hier nochmals Hauers gedacht werden, der 1870 bei Erläuterung der geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie sich auch über die Verhältnisse im Bakony ausspricht.[1] Im ganzen genommen, skizziert er auch diesmal bloss seine Beobachtungen und jene seiner Mitarbeiter. Bei einzelnen ihm unbekannten Details der Bakonyer Triasgliederung schliesst er sich jedoch der Auffassung Mojsisovics' an. Deshalb gelangten die Mergel von Veszprém auch bei ihm in den Rahmen des Megyehegyer Dolomits und damit in das Liegende des Tridentinuskalkes. Das Vorhandensein von Esinodolomit und damit zugleich die Zweiteilung der ganzen Masse der hangenden Dolomite bekräftigt v. Hauer auch bei dieser Gelegenheit. Die alpinen Äquivalente der Brachiopodenschichten von Köveskálla und der Cephalopodenschichten von Nagyvázsony bestimmt auch er im Sinne Sturs. Den Plattenkalk endlich stellt er in die Werfener Gruppe der unteren Trias, und dass dies tatsächlich richtig ist, das haben die jüngsten Forschungen im Bakonygebirge mehrfach nachgewiesen.

[1] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1870. S. 463.

Auf Grund dessen lässt sich HAUERS Bakonyer Triasgliederung von 1870 im folgenden zusammenfassen:

Rhätische Stufe	Hauptdolomit (Dachsteindolomit),
Obere Trias	Esinodolomit. Buchensteiner Schichten (Tridentinuskalk). Trachyceratenmergel und Megyehegyer Dolomit. Reiflinger Kalk. Rekoarokalk.
Untere Trias	Plattenkalk. Werfener Dolomit. Werfener Schiefer. Verrukano und Grödener Kalk.

*

Damit sind wir zugleich auch zu der zweiten Periode der Entwickelung der Bakonyer Geologie gelangt, deren nicht minder wichtige wissenschaftliche Ergebnisse grösstenteils J. v. BÖCKH zu verdanken sind. In dem nun folgenden Abschnitte, welcher sich überwiegend mit den Bakonyer Studien J. v. BÖCKHS befasst, erschien es mir zweckmässig die von ihm gebrauchten Ortsbenennungen beizubehalten und dieselben, wo dies nötig ist mit Bemerkungen zu begleiten. Dementsprechend werden hier auch die Benennungen N-licher und S-licher Bakony gebraucht.[1]

Mit der Errichtung der ungarischen geologischen Sektion im Jahre 1868 und der ungarischen geologischen Reichsanstalt im Jahre 1869 beginnen die ungarischen geologischen Kartierungen. Bis zu dieser Zeit wurden die Kartierungen in Ungarn, wie gezeigt wurde, fast ausschliesslich von Mitgliedern der k. k. geologischen Reichsanstalt durchgeführt, während sie von nun an eine Aufgabe der ungarischen Geologen wird. Die Sache der transdanubischen Mittelgebirge gelangt in die besten Hände. HANTKEN und KOCH arbeiten im N-lichen Bakony, BÖCKH und HOFMANN aber führen im S-lichen Bakony detaillierte Aufnahmen durch. BÖCKH und HOFMANN publizieren ihre Erfahrungen alsbald uzw. in den Mitteilungen a. d. Jahrbuche der. k. u. geologischen Reichsanstalt (vergl. II. und III. Bd.). Auch später kehren sie zeitweilig auf das interessante Gebiet zurück, um einzelne ungeklärt gebliebene Fragen, besonders im S-lichen Bakony zu lösen.

Wer einmal den Bakony durchstreifte, um mit der Zusammensetzung seines Untergrundes bekannt zu werden, wer beobachtete, wie häufig und in wie mannig-

---

[1] J. v. BÖCKH unterscheidet einen N-lichen und einen S-lichen Bakony, was sowohl in orographischer als auch in tektonischer Beziehung gerechtfertigt ist. Da jedoch die Einführung der volkstümlichen Benennungen in die Wissenschaft — wenn dieselben in der erwähnten Beziehung nicht beanstandet werden können — noch erwünschter ist, so gebrauche ich für v. BÖCKHS S-lichen Bakony die am Balatonsee nunmehr mundläufig gewordene und von LÓCZY im Berichte der Balatonseekommission der Ungarischen Geographischen Gesellschaft gebrauchte und vorgeschlagene Benennung Balatongebirge.

Auch das Volk im Bakonygebirge versteht unter „Bakony“ bloss das N-lich von der Landstrasse Várpalota—Veszprém—Nagyvázsony gelegene ausgedehnte Waldgebiet. Und auch hiervon wird das zwischen den Landstrassen Veszprém—Tapolcza und Veszprém—Devecser sich erstreckende Gebiet nur sporadisch „Bakony“ genannt.

Diese Unterscheidungen tasten jedoch den Begriff „Bakonygebirge“ selbst nicht an, die Einheitlichkeit desselben unterliegt keinem Zweifel.

faltiger Form das Gestein unter der dünnen Lössdecke zutage tritt, wer an den mit Gesteinstrümmerwerk völlig bedeckten Abrasionsflächen den zahlreichen Bruchlinien nachforschte, längs deren häufig — man kann wohl sagen — die ganze Trias auf einem Gebiete von kaum einigen km^2 in kaleidoskopartigen Bildern vor Augen tritt: nur der kann jene Arbeit richtig einschätzen, welche von den ersten Geologen unserer Reichsanstalt im S-lichen Bakony innerhalb weniger Sommer geleistet wurde. J. v. Böckh kartierte nicht nur das S-lich vom Sédvölgy und dem in den Marcalfluss mündenden Tornabache gelegene nahezu 1000 km^2 grosse Gebiet, sondern eröffnete, indem er die geologischen Verhältnisse desselben in Schrift setzte, eine Quelle für die ungarischen Geologen, aus welcher dieselben nur zuverlässige Daten schöpfen können. Die wesentlichen Angaben dieser Arbeit J. v. Böckhs stehen grösstenteils auch heute noch fest, und es gibt auf dem grossen Gebiete kaum zwei Stellen, deren von Böckh gelieferte Beschreibung einige Modifizierung erforderte. Die genaue Feststellung des Verlaufes der Bruchlinie von Litér, die Konstruierung des Liniensystems der Bakonyer Basalteruptionen, der paläontologische Nachweis, ja auch die Kartierung der meisten alpinen Triasglieder im S-lichen Bakony — alldies sind Erfolge, welche nur durch reiche Kenntnisse und gewissenhafte Arbeit erreicht werden können und welche die Böckhsche Arbeit zu einer der verdienstvollsten Leistungen der ungarischen Geologie machen.

Jene ein-zwei Parallelen, die sich in der Böckhschen Horizontierung später als verbesserungsbedürftig erwiesen, lassen die Verdienste des Verfassers unangetastet, da nicht zu vergessen ist, dass v. Böckh seinen Bakonyer Studien gerade in jenen Jahren oblag, in welchen bei der alpinen Geologie eine neue Richtung in Entstehung begriffen war, die jedoch in der Wissenschaft keine feste Wurzel fassen konnte. Es ist hier die bereits erwähnte Mojsisovicssche alpine und Bakonyer Triasgliederung von 1869 zu verstehen. Dass diese neuen Umstände auch auf die Arbeit der ungarischen Geologen störend einwirkten, die sich in ihren vergleichenden Studien doch nur auf die alpine Geologie stützen konnten, das ist natürlich. Und um wieviel vollständigere Resultate v. Böckh dennoch gegenüber von Mojsisovics erreichte, das geht aus einem Vergleiche der Mojsisovicsschen Horizontierung mit der v. Böckhschen (l. c. S. 154) hervor. Die Gründlichkeit der Studien v. Böckhs geht noch mehr aus einem Vergleich seiner Ergebnisse mit der im Jahre 1874 erschienenen Arbeit von Mojsisovics hervor, betitelt „Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen“[1] die sich mit der Böckhschen Arbeit über den Bakony befasst und einzelne Sätze derselben berichtigt.

Um alldies zu beleuchten, wird es nötig sein, sich im Anschluss an das v. Böckhsche Werk auch über die eben erwähnte Arbeit v. Mojsisovics' verbreitern.

J. v. Böckh legte bereits 1870, besonders aber 1871 in den Fachsitzungen der ungarischen geologischen Gesellschaft seine im Bakonygebirge gewonnenen Beobachtungen eingehend vor.[2] In erster Reihe bestätigt er jene Beobachtung Pauls, wonach der ganze S-liche Bakony aus zwei parallelen triadischen Gesteinszonen besteht. Die beiden Gesteinszonen werden in ihrem ganzen Verlaufe eingehend beschrieben. Besonders grosses Interesse erweckte v. Böckh mit der Beschreibung der in der S-lichen Kalk-

---

[1] Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 1874 XXIV, S. 81. Dann: Mojsisovich: Über einige Triasversteinerungen aus d. Südalpen; Jahrb. 1873. und Verhandl. d. Reichsanst. 1873, S. 19.

[2] Arbeiten d. ungar. geol. Gesellsch. V. S. 219 und Földtani Közlöny, I. S. 4 und 37.

steinzone befindlichen, längs des Királykuttales bei Felsőörs etwa 6 km weit dahinziehenden und bei uns einzig dastehenden Triasaufschlusses, da er mit einigen Ausnahmen fast sämtliche Triasglieder umschliesst, u. zw. in ganz deutlicher Lagerungsfolge.

Das längs dieses Tales konstruierte Profil wurde noch im selben Jahre auch von L. Roth v. Telegd studiert.[1] u. zw. wesentlich mit demselben Ergebnisse wie von J. v. Böckh.

Böckh fand beim Profil von Felsőörs, das infolge seiner normalen Gestaltung als Grundlage der Bakonyer Triasgliederung gedient hat, an seiner Zusammensetzung von SE nach NW folgende Triasglieder beteiligt: *a)* Werfener Schichten, *b)* Recoaro und Reiflinger Horizont des Muschelkalkes, *c)* Buchensteiner Schichten, *d)* Wengener Schichten, *e)* Raibler Schichten mit Vorbehalt und *f)* Hauptdolomit. Diese triadische Schichtenfolge lässt sich besonders im S-lichen Teile des S-lichen Bakony nachweisen, wie dies v. Böckh auch mit Profilen von anderen Lokalitäten darlegt.

Die Gesteinszonen des N-lichen Teiles sind bereits mehr zerrissen, besonders die jüngeren, deren Vorhandensein sich nur in verstreuten Ausbissen kundgibt. Hier muss als Ausnahme der Hauptdolomit hervorgehoben werden, welcher gegenüber allen anderen Triasgesteinen überwiegt, so dass er in diesem Teile des Gebirges scheinbar als allgemeine Decke auftritt. Die einzelnen Zonen ziehen übrigens ganz regelmässig von NE nach SW, also parallel mit den NW-Ufern des Balatonsees, u. zw. im S-lichen Zuge nach Bökch von Szentistván bis zum Őrsihegy bei Badacsonytomaj, im N-lichen aber von Sóly bis Barnag; bloss am N- und S-Rande des Beckens von Szőllős-Pécsöly sind in diesen Zonen bedeutendere Störungen zu beobachten.

Wenn wir nun die Verbreitung sowie Ausbildung der einzelnen Triasglieder an der Hand der von Böckh konstruierten und von der geologischen Reichsanstalt herausgegebenen geologischen Karte (im Masstabe 1 : 144.000) sowie der Böckhschen Beschreibung ins Auge fassen, so gelangen wir zu folgenden Ergebnissen:

I. Untere Trias.

1. Buntsandstein.

J. v. Böckh weist vom Bundsandstein nach, dass sich derselbe im Bakony ebenso gliedert, wie in den Alpen. Auch hier lässt er sich in zwei Glieder teilen: in ein unteres, welches aus mehr groben, roten, fossilleeren Quarzsandsteinen und Quarzkonglomeraten besteht, und in ein oberes, in welchem sich verschiedenfarbige Sandsteine, Schiefer, Kalkmergel, Dolomite und wabige Rauchwacken befinden und welcher auch durch organische Einschlüsse charakterisiert wird. In dieser letzteren (oberen) Abteilung vertreten die kalkigen und dolomitischen Gesteine den oberen, die sandigen und tonigen aber den unteren Horizont. Diese beiden Horizonte sind auch betreffs der Fauna getrennt zu halten, für den unteren ist *Posidonomya Clarai,* für den oberen *Naticella costata, Turbo rectecostatus* usw. charakteristisch; der untere Horizont entspricht also den alpinen Seiser Schichten, der obere hingegen erscheint als Äqui-

---

[1] L. v. Roth: A Felső-Örs melletti Forráshegy lejtőjének geologiai átmetszete (= geologisches Profil des Forráshegy bei Felsőörs; ungar.) Földt. Közl. I, S. 209.

valent der Campiler Schichten. (Das Vorhandensein dieser beiden Horizonte in den Werfener Schiefern des S-lichen Bakony wurde bereits von Mojsisovics nachgewiesen; vergl. Beiträge etc. S. 101). Die Werfener Schiefer werden nach Böckh durch den im Hangenden des oberen fossilreichen Horizontes befindlichen wabigen Dolomit und Rauchwacke abgeschlossen, auf welch letztere den ganzen S-lichen Bakony entlang, überall der sog. Plattenkalk folgt.

Böckh sondert von den tiefsten Triasschichten die längs des Balatonufers bei Lovas und Alsóőrs auftretenden grünlichen, glimmerreichen Schiefer und das mit diesen vorkommende an Grauwacke erinnernde Gestein mit der Bemerkung ab, dass diese wahrscheinlich Glieder einer prätriadischen Formation sind.[1] Nach ihm sind diese Gesteine im N-lichen Zuge, d. i. längs der Spalte von Litér nirgends aufgeschlossen, und auch der grobkörnige rote Sandstein tritt nur bei Nagyhidegkút zutage, während Hauer unter den längs des Bruches sich wiederholenden Gliedern auch den Verrucano antraf.

2. Muschelkalk.

Böckh zählt aus dieser Triasstufe von unten nach oben folgende Schichtengruppen auf: *a)* Plattenkalk, *b)* Megyehegyer Dolomit, *c)* Forráshegyer dolomitischer Mergel, *d) Rhynchonella decurtata*-Horizont (Sturs Recoarokalk) und *e)* Arcestes Studeri-Horizont (Sturs Reiflinger Kalk).

a) Plattenkalk. Wie bekannt stellte Hauer den Plattenkalk unter der Bezeichnung Guttensteiner Kalk zu den Werfener Schiefern. Böckh hingegen stellt denselben auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit zum Muschelkalk. Mojsisovics, der dieses Gestein 1870 als Vertreter des Recoaro-Kalkes (Köveskálla) und des Reiflinger Kalkes (Nagyvázsony) betrachtete, lässt die stratigraphische Stellung desselben in Ermangelung von hinlänglichen paläontologischen Belegen zwischen dem Röt und dem unteren Muschelkalk in Schwebe.[2]

b) Megyehegyer Dolomit. Über dem Plattenkalke folgt ein Dolomit, welchen Mojsisovics nach dem darin gefundenen Cephalopodenfragmente Ammonites cfr. *carinthiacus?* führenden Dolomit benannte.

Es wurde bereits erwähnt, was Mojsisovics bewog, diesen Dolomit an die unmittelbare Basis des Proarcestes subtridentinus-Kalkes zu stellen. Böckh nahm jedoch bereits bei der Bearbeitung des Profils von Felsőőrs wahr, dass diese Beweggründe falsch sind, da er beobachtete, dass zwischen dem *Ammonites* cfr. *carinthiacus?* führenden Dolomit und dem Tridentinus-Kalk gerade jene Schichten lagern, welche bisher als Bakonyer Vertreter des echten Muschelkalkes bekannt waren. Dieser Beobachtung dürfte der Gedanke gefolgt sein, dass *Ammonites* cfr. *carinthiacus?* nicht ident mit *Ammonites carinthiacus* aus der Oener Gruppe Mojsisovics' ist. Diese Vermutung wurde auch durch die späteren Cephalopodensammlungen Böckhs unterstützt. Bökch fand nämlich an mehreren Stellen seines Aufnahmsgebietes einen Cephalopoden, welcher eine grosse Ähnlichkeit zu *Ammonites carinthiacus* aufwies. Es war dies die jetzt unter dem Namen *Balatonites*

[1] J. Böckh: Der Bakony. I. S. 37.

[2] E. Mojsisovics: Faunengebiete u. Faziesgebilde der Triasperiode d. Ostalpen. Jahrb. d. geol. R. A. Wien. Bd. XXIV, S. 104.

balatonicus Mojs. bekannte Ammonitenart, von welcher J. Böckh schreibt, dass dieselbe vornehmlich in dem dünkleren, bituminösen und mergeligen Kalke, im Hangenden des Recoarokalkes heimisch ist. Hieran schliesst er ferner die Ansicht, dass dieser mergelige Kalk zwischen dem Decurtata- und Studeri-Horizont allenfalls einen besonderen Horizont darstellen dürfte (l. c. S. 75, 144). Auf Grund einer eingehenden Untersuchung stellte es sich dann tatsächlich heraus, dass *Amm.* cfr. *carinthiacus?* nichts anderes ist als jener Cephalopode, welcher zuerst als *Ammonites balatonicus* Mojs,[1] dann als *Ceratites balatonicus* Böckh,[2] später als *Trachyceras balatonicus* Mojs.[3] und schliesslich als *Balatonites balatonicus* Mojs.[4] beschrieben wurde.

Böckh wies also teils auf die aus dem Profil von Felsőörs geschöpften Daten, teils aber auf den erwähnten paläontologischen Beweis gestützt gegenüber den Ansichten Mojsisovics' von 1869 nach, dass der *Ammonites* cfr. *carinthiacus* führende Dolomit über dem Plattenkalke und unter dem Stur'schen Recoarokalke lagert, weshalb Böckh die unbrauchbar gewordene Benennung *Ammonites* cfr. *carinthiacus*-Dolomit fallen lässt und sie durch den Megyehegyer Dolomit ersetzt. Nach Bökch ist der Plattenkalk und der Megyehegyer Dolomit das am mächtigsten entwickelte Glied des Bakonyer Muschelkalkes.

c) Dolomitischer Mergel vom Forráshegy. J. v. Böckh fand bei Felsőörs über dem Megyehegyer Dolomit noch einen dolomitischen, fossilleeren Mergel, auf welchen sodann der Stursche Recoaro, dann aber die Schichten des Reiflinger Horizontes folgen.

d) und *e)* Recoaro und Reiflinger Kalk. Diese beiden Horizonte waren bis 1870 aus dem S-lichen Bakony nur von zwei Punkten bekannt, u. zw. der Recoarokalk von Köveskálla, der Reiflinger Kalk aber aus der Umgebung von Nagyvázsony. Böckh's Forschungen haben jedoch nachgewiesen, dass diese beiden so fossilreichen Schichtengruppen des Muschelkalkes im Balatonberggebiete noch mehrfach auftreten, u. zw. sowohl im S-lichen als auch im N-lichen Zuge; und bloss die NE-lich vom Malomvölgy bei Vörösberény—Szentkirályszabadja gelegene Flanke dieser Züge bezeichnet Böckh als ein Gebiet, wo er die Vertreter des oberen Muschelkalkes nicht antraf. Ich werde im Laufe der Einzelbeschreibung Gelegenheit finden nachzuweisen, dass diese Gesteine auch über die erwähnte Linie hinaus zutage treten, u. zw., mit einer durch neue Formen bereicherten Fauna.

Von der Ausbildung des Recoaro- und Reiflinger Kalkes bei Felőörs liefern übrigens die Felsőörser Profile von Böchh und Roth ein wahrheitsgetreues Bild.

Es wurde bereits bei Besprechung des Megyehegyer Dolomits erwähnt, dass Böckh in dem im Hangenden des Recoarokalkes befindlichen dunkeln, bituminösen (*Bal. Balatonicus* führenden) Kalke den Vertreter einer gewissermassen selbständigen Schichtengruppe vermutete. Hier soll nur noch erwähnt werden, dass ebenfalls Böckh auch aus dem oberen Teile des Reiflinger Kalkes eine Schichtengruppe beschreibt, welche nach ihm ebenso durch eine gewisse Selbständigkeit charakterisiert wird; es ist dies der im Profil von Felsőörs ausgeschiedene *Halobienmergel.*

[1] Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1872, S. 190.

[2] Böckh: A Ceratites balatonicus usw. Földt. Közl. Bd. II, S. 163. (ungarisch).

[3] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt Bd. XXIII, S. 427.

[4] E. v. Mojsisovics: Die Cephalapoden der mediterranen Triasprovinz; Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien, Bd. X. 1882.

Dieser Mergel fügt sich zwischen den *Arcestes Studeri* führenden Reiflinger Kalk und den unteren fossilleeren Kalkstein des *Trachyceras Reitzi*-Horizontes ein. Die Frage der Zugehörigkeit dieser Bildung blieb bei Böckh unentschieden, da er von den Daonellen dieses Mergels weder bei Felsőörs oder Aszalfő noch bei Vászoly brauchbare Exemplare fand; immerhin stellt er die Mergel, auf Grund dessen, dass Daonellen auch schon im Reiflinger Kalk selbst auftreten, einstweilen zum Muschelkalk (l. c. S. 84).

Einen stichhaltigen Beweis für die Zugehörigkeit dieser fraglichen Mergel zum Muschelkalk lieferte L. Roth von Telegd, der in den mit den Mergeln wechsellagernden Kalksteinen nebst Daonellen auch für den Reiflinger Kalk charakteristische Cephalopoden antraf.[1]

Mojsisovics äussert betreffs dieser Mergel die Meinung, dass diese als eine solche Grenzschicht zwischen dem Muschelkalke und der Norischen Stufe zu betrachten wären, wie in den Alpen die *D. Parthanensis* führenden Schichten, obgleich sie dem Muschelkalke möglicherweise doch näher stehen als der *Trachyceras Reitzi*-Zone.[2]

Kurz zusammengefasst ist also der untere Muschelkalk nach Böckh in fünf Gliedern ausgebildet. Dies sind von unten nach oben schreitend die folgenden: Plattenkalk, Megyehegyer Dolomit, dolomitischer Mergel, *Rhynchonella decurtata*-Horizont und allenfalls der *Ammonites balatonicus* führende dunkle, bituminöse Kalkstein; der obere Muschelkalk wird durch ein Glied: den *Arcestes Studeri*-Horizont, oder vielleicht durch zwei Glieder: den vorigen Horizont und die darüber folgenden Halobien-(Daonellen-)mergel vertreten.

Mojsisovics ändert diese Horizontierung 1874 in der Weise ab, dass er den *Ammonites balatonicus* führenden dunkeln, bituminösen Kalkstein ohne Vorbehalt zum unteren Muschelkalk stellt, und denselben selbst nach diesem Cephalopoden *Trachyceras balatonicum*-Zone benennt, während er die Stellung des untersten Gliedes des Böckhschen unteren Muschelkalkes, des Plattenkalkes in Schwebe belässt. Ebenso verfährt er auch mit dem im Hangenden des Reiflinger Kalkes befindlichen Halobienmergel.

II. Obere Trias.

Nach Böckh zieht sich auch diese in einer doppelten Zone durch den S.-Bakony. Die S-liche Zone bildet einen einheitlichen Zug, die N-liche hingegen ist sehr zerrissen, mit Ausnahme des Dolomites, welcher auch das Sédtal überschreitet und ebenso im N-lichen Bakony eines der weitestverbreiteten Gesteine ist.

Die obere Trias gliedert sich nach Böckh folgendermassen:

Zu unterst lagert

a) der *Trachyceras Reitzi*-Horizont, welcher unmittelbar auf dem Muschelkalk in zweierlei Gesteinsausbildung auftritt. Der untere Teil ist ein dunkler, hornsteinführender Kalkstein, ohne organische Einschlüsse; der obere aber ist ein gelblicher, graulicher, ebenfalls hornsteinführender Kalk häufig mit einer grünlichgelben Inkrustation.

Dies letztere Gestein wurde dadurch bedeutsam, dass Böckh daraus eine solche Cephalopodenfauna sammelte, wie sie von sonst nirgends bekannt war. (Ausser

[1] Földtani Közlöny. B. I. S. 218.

[2] E. v. Moisisovics: Faunengebiete etc.; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsamt B. XXIV. S. 103.

L. Roth v. Telegd wurde diese Fauna auch von J. Stürzenbaum bereichert, der gleichfalls in dem die Kalksteinplatten des *Tr. Reitzi*-Horizontes bedeckenden grünen tuffigen Mergel Fossilien fand. Vergl.: Földtani Közlöny, Bd. V. S. 253). Deshalb darf es auch nicht Wunder nehmen, dass sich das alpine Äquivalent dieses Triasgliedes anfangs nicht ermitteln liess. Mojsisovics beschlagnahmte nämlich auf Grund seines zweiten Bakonyer Profils den *Proarcestes subtridentinus* führenden oder kurz Tridentinuskalk für den über dem alpinen Muschelkalk folgenden Buchensteiner Kalk,[1] während Stur die Südtiroler Buchensteiner Kalke zur selben Zeit zum Reiflinger Horizont rechnete.[2] Böckh, der zur Zeit seiner Horizontierung bereits wusste, dass die im Mojsisovicsschen Profil ober den Tridentinuskalk gestellten grünen Tuffe eigentlich unter diesen Kalkstein gehören, und dabei in ihrer Fauna zum Muschelkalk mehr Beziehungen wahrnahm als zur oberen Trias, der Stammformation des Genus *Trachyceras*, war gezwungen das Äquivalent dieser Ablagerung an der Grenze der unteren und oberen Trias, in der Würzburger Trias Sandbergers, oberhalb der ceratitenführenden Bänke des oberen Wellenkalkes (in der Anhydrit-Gruppe) zu suchen (l. c. S. 152), obzwar er bemerkte, dass im unteren Abschnitte des Pötschenerkalkes Mojsisovics, ein den grünen Tuffen des *Trachyceras Reitzi*-Horizontes ähnliches Gestein vorkommt; er verschloss sich deshalb auch nicht der Möglichkeit, dass der *Trachyceras Reitzi*-Horizont tatsächlich ein Äquivalent des Pötschener oder des diesem entsprechenden Buchensteiner Kalkes ist (l. c. S. 87).

Die Frage klärte sich erst dann endgiltig, als es sich herausstellte, dass die Fauna des *Proarcestes subtridentinus*-Kalkes nicht von Buchensteiner, sondern von Wengener Alter ist und der *Trachyceras Reitzi*-Horizont dann auch von Mojsisovics mit den südalpinen Buchensteiner Schichten oder mit dem mit diesen gleichalten Pötschener Kalke in Beziehung gebracht wurde.[3] Der an der Basis des *Trachyceras Reitzi*-Kalksteines vorkommende kieselreiche jedoch fossilleere Mergel wird von L. Roth von Telegd in den *Trachyceras Reitzi*-Horizont gestellt.[4] Von einem Vorhandensein des in Rede stehenden Horizontes im nördlichen Zuge ist Böckh nichts bekannt, ausser dass die grünen Tuffe von Kádarta allenfalls hierher gehören, sie im Liegenden des Tridentinuskalkes auftreten.

b) *Proarcestes subtridendinus* führender Kalkstein. Es ist dies eines der am meisten verbreiteten Horizonte des Bakony, von welchem Böckh sagt, dass sein Liegendes nicht beständig ist, indem er bald auf dem *Trachyceras Reitzi*-Horizonte, bald auf den Gliedern des Muschelkalkes lagert. Dies letztere ist nach ihm besonders in dem NE-lich vom Megyehegy gelegenen Teile des S-lichen Bakonys der Fall, wie dies sowohl Böckhs als auch Mojsisovics' diesbezügliche Profile zeigen. Doch finden sich ähnliche Lagerungsverhältnisse nach Böckh auch im SW-lichen Teile der beiden Züge.

Diese wichtigen Unterbrechungen in der Kontinuität der Tridentinus-Zone wird sowohl von Mojsisovics als auch von Böckh einer Denudation zugeschrieben, welche der Ablagerung des Hauptdolomites voranging. Hieraus erklärt Böckh auch die

[1] E v. Mojsisovics: Beiträge z. Kenntnis d. Cephalopoden etc. S. 102.

[2] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1888. Bd. XVIII. S. 114 und D. Stur: Geologie d. Steiermark. S. 221.

[3] E. v. Mojsisovics: Über einige Triasversteinerungen etc. S. 433 und Faunengebiete etc. S. 91 und 103.

[4] Földtani Közlöny, Bd. I. S 215.

Erscheinung, dass der Megyehegyer Dolomit stellenweise — wo der Tridentinuskalk als Mittelglied fehlt — sich unmittelbar mit dem Hauptdolomit berührt.

Wie bereits bei der Besprechung des *Trachyceras Reitzi*-Horizontes erwähnt wurde, brachte J. v. Böckh den Tridentinuskalk nach Mojsisovics — der die daraus gesammelten Cephalopoden bearbeitete, und darunter in *Arcestes tridentinus* „eine ausgezeichnete alpine Art" erkannte, welche nach ihm für den Pötschener, sowie den südalpinen Buchensteiner Kalk charakteristisch ist —, ferner in Anbetracht dessen, dass das Verhältnis des *Proarcetes subtridentinus*-Kalkes zu den Schichten des Muschelkalkes im Bakony dasselbe ist, wie jenes des Pötschener und Buchensteiner Kalkes in den Alpen, mit diesen beiden alpinen Bildungen in Beziehung (L. c. S. 89).[1]

c) Der Daonella führende graue Kalkstein (Füreder Kalk). Böckh benannte diesen Kalkstein nach der darin vorkommenden *Daonella Lomelli* Wissm. Es ist wohl wahr, dass er durch diese Benennung nur einen beachtenswerten Charakterzug dieser Schichtengruppe hervorheben will, denn er bemerkt, dass die vertikale Verbreitung dieses Fossils in der Trias bedeutend ist und dasselbe daher bei der genaueren Parallelisierung des Gesteines nicht wesentlich in Betracht kommen kann. Deshalb hielt er es für praktischer, diesen Kalkstein nach Balatonfüred, nach dem Namen seines typischen Vorkommens „Füreder Kalk" zu benennen. (L. c. S. 99.)

Der Füreder Kalk ist nach Böckh in der SW-lichen, grösseren Hälfte der beiden Triaszüge des S-lichen Bakonys ein beständiger Begleiter des Tridentinuskalkes. Mojsisovics kennt denselben im Megyehegyer Profile nicht, Böckh hingegen führt ihn von hier schon als wohl ausgebildetes Triasglied vor. NE-lich von diesem Profil jedoch traf auch er diesen Kalk nicht mehr an, ebenso wie er das Vorkommen dieses Triasgliedes auch längs der ganzen N-lichen Gesteinszone nirgends sicher nachweisen konnte und dasselbe nur von Vámos mit Vorbehalt anführt.

Bezüglich der Parallelisierung sagt Böckh folgendes: „Da die bisherigen paläontologischen Funde zum Vergleiche dieser Kalke mit Ablagerungen anderer Triasgebiete keinen Anhaltspunkt bieten, können wir die Frage, welchen Gebilden der Alpen der Füreder Kalk wohl entspricht, nur mit Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse wenigstens einigermassen lösen. Dass er jünger ist als der rote Tridentinuskalk des Bakony ist gewiss, denn allenthalben lagert er über demselben. Andererseits folgen über dem Füreder Kalk Mergel mit *Pos. wengensis*, Trachyceraten usw., von denen wenigstens ein Teil sich als Äquivalent des Wengener Schiefers zeigt."

„In den Alpen folgt aber innerhalb dieser beiden Horizonte nach der Arbeit des Herrn Bergrates Mojsisovics (Über die Gliederung der oberen Triasbildungen d. östlichen Alpen; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1869) jene Kalk- und Dolomitablagerung, welche den oberen Teil seiner norischen Stufe bildet, und welche daher im Bakony im Füreder Kalk ihren Vertreter finden kann. (L. c. S. 104.)"

Hieraus ist zu sehen, dass es Böckh anfangs, in Ermangelung von charakteristischen Fossilien nicht gelang die paläontologische Bedeutung der in Rede stehenden triadischen Schichtengruppe festzustellen.

Das häufigere Auftreten von *Daonella Lommelli* und das Trachyceratenvorkommen sprach zwar für eine Verwandtschaft mit dem Tridentinuskalke, welche Verwandtschaft stellenweise auch durch petrographische Ähnlichkeit bekräftigt zu werden schien, doch erinnerte dieselbe Fauna — zumindest teilweise — auch an

---

[1] Das Wengener Alter des Tridentinuskalkes wurde erst 1873 festgestellt.

die faunistischen Eigenschaften der im Hangenden befindlichen Veszprémer Mergel, so dass es nicht begründet gewesen wäre, dieses Triasglied in seinem ganzen zum Liegenden oder Hangenden zu stellen. Als es jedoch Böckh gelang, auf Grund von späteren paläontologischen Funden die alpinen Beziehungen des im Liegenden des Füreder Mergels befindlichen Tridentinuskalkes ins Reine zu bringen, ergab sich die Parallele des stratigraphisch genau fixierten Füreder Kalkes in den im Hangenden der alpinen Wengener Gruppe befindlichen Cassianer Schichten von selbst. Da jedoch *Daonella Lommelli*, welche als ein ausschliessliches Wengener Fossil betrachtet wurde, sich auch in dem Füreder Kalke, besonders in dessen unterem Teile als häufig erwies, betrachtete Mojsisovics auch diesen Abschnitt noch als gleichalt mit den Wengener Schichten, und vermutet das Cassianer Äquivalent erst im oberen Abschnitt. Diese Vermutung wird vornehmlich darauf gegründet, dass der obere Abschnitt des Füreder Mergels unter der Bakonyer Aonoides-Zone lagert, ferner dass darin nebst der Cassianer *Daonella Richthofeni* auch die Gattung *Halobia* auftritt, welch letztere aber nach ihm in der mediterranen Provinz bereits die Karnische Stufe anzeigt.[1]

Die für diese Zweiteilung sprechenden und oben angeführten Beweise wurden aber auch von Mojsisovics selbst nicht für hinlänglich betrachtet. Wenn ihm aber die Zukunft — wie er schreibt — in dieser Beziehung, besonders betreffs der Äquivalenz der Cassianer Schichten mit dem Füreder Kalke recht geben sollte, so wird der Bakony jenes Gebiet sein, welches das normale Profil der mediterranen Provinz in Wirklichkeit zum Ausdruck bringt.

Das Wengener Alter des unteren Teiles des Füreder Kalkes wird von Mojsisovics auch 1882 auf S. 312 seiner Arbeit über „Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz“ bestätigt. Ja, er wiederholt dies auch noch 1895 in seinem damals erschienenen Entwurf einer Triasgliederung.[2] Doch ist er bei dieser Gelegenheit bereits geneigt, statt der Zweiteilung des Füreder Kalkes mehr die Abscheidung des ganzen Füreder Kalkes von dem Tridentinuskalke in den Vordergrund zu stellen, als er schreibt, dass auf die roten, hornsteinführenden, eine Esinofauna aufweisenden Kalksteine (Tridentinuskalk bei Böckh), der weisse Füreder Kalk mit seiner typischen Wengener Fauna folgt, in welchem Umstande er eine Zweiteilung seines longobardischen Subhorizontes erblickt.

Übrigens meint auch Böckh zwischen der Fauna dieser beiden Ablagerungen) des Tridentinus- und des Füreder Kalkes Unterschiede wahrzunehmen. (L. c. S. 98.,

a) Obere Mergelgruppe. Die ersten Spuren dieser Schichtengruppe fand Böckh ebenfalls in dem Profil von Felsőörs und verfolgte dieselbe von diesem Punkte in SW-licher Richtung im Hangenden des Füreder Kalkes bis Pécsöly. Wie von jedem bisher besprochenen Zuge, so bemerkt er auch von diesem, dass er hier bei Pécsöly grosse Störungen aufweist. Im Becken von Pécsöly selbst tritt er in Gesellschaft des Füreder Kalkes in verstreuten Partien auf. N-lich von Pécsöly gegen Barnag hin erreicht er seine grösste horizontale Ausdehnung, mit der Bemerkung, dass sich in diesen Abschnitt ein schmales Band des Hauptdolomits einkeilt. Von Mencshely an ist er wieder als einheitlicher Zug bis Henye zu verfolgen, wo er unter jüngeren Sedimenten verschwindet. N-lich von Litér fand Böckh nur an zwei Punkten, uzw. bei Vámos und Veszprém sicher hierhergehörige Gesteine.

[1] E. v. Mojsisovics: Faunengebiete etc. 90. S. 103 und ebendort Fussnote 2.

[2] E. v. Mojsisovics, W. Waagen u. C. Diener: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems; Sitzungsber. d. Akad. Wien. Math.-naturw. Cl. 1895. Bd. CIV. I. S. 1298.

Die Stellung dieser Gesteinsgruppe in der Bakonyer Triasfolge wurde anfangs sowohl von Mojsisovics als auch von Böckh verkannt, indem sie dieselbe für eine zwischengelagerte Partie des Megyehegyer Dolomits betrachteten.[1] Nur kannte diese Mergel damals selbst Böckh bloss aus der Umgebung von Veszprém. Die späteren, besonders im S-lichen Bakony durchgeführten Forschungen Böckhs wiesen jedoch alsbald nach, dass diese Mergelgruppe ein selbständiges Glied der Bakonyer Trias ist, dass sie im Hangenden des Füreder Kalkes lagert und in vertikaler Richtung bis zum Hauptdolomit reicht.

Dieses neue Triasglied wird von Böckh auf Grund der besonders im S-lichen Bakony gesammelten paläontologischen Daten gestützt, in zwei Abschnitte, in einen oberen und einen unteren, geteilt. Der untere Abschnitt wird auf Grund der darin vorkommenden *Posidonomya wengensis* Wissm., *Avicula globulus* und den Cephalopoden von *Trachyceras*-Charakter für gleichalterig mit den Wengener Schichten erklärt (l. c. S. 104); die Schichten der oberen Gruppe aber auf Grund der darin vorkommenden Fauna als Äquivalente der alpinen Torer Schichten betrachtet (L. c. S. 108).

An dieser Parallelisierung der oberen Mergelgruppe Böckhs macht Mojsisovics auf Grund der von Böckh erhaltenen paläontologischen Daten 1873 und 1874 mehrfache Änderungen. Wie gezeigt wurde, brachte nämlich Mojsisovics die Wengener Schichten seiner Oenischen Gruppe von 1869 (also jene Schichten, mit welchen Böckh den unteren Teil der Bakonyer oberen Mergelgruppe parallelisierte) in diesen Jahren mit dem Bakonyer Tridentinuskalke, also mit jener Ablagerung in die innigste Beziehung, welche bei ihm bisher in der Bakonyer Trias die Buchensteiner Schichten vertrat. Da sich ferner die Cephalopodenfauna des unteren Teiles der oberen Mergelgruppe als jünger als die Wengener Schichten erwies, stellte Mojsisovics diesen Mergelabschnitt in den Rahmen seiner Aonoides-Zone.[2] Um aber den scharfen faunistischen Gegensatz, welcher zwischen der obertriadischen Cephalopodenfauna und den Brachiopoden von Muschelkalkcharakter (nach Schloenbach) vorhanden ist, abzuschwächen, erklärt er, dass dieser Umstand einen neuen Beweis dafür liefert, wie schwierig es ist, die Brachiopoden bei der Bestimmung von schärferen Horizonten zu verwenden.[3]

Die von Böckh bestimmte Torer Äquivalenz des oberen Teiles der oberen Mergelgruppe wird auch von Mojsisovics akzeptiert, der diese Schichten in seine im weiteren Sinne genommenen Raibler Schichten einteilt.[4]

Es dürfte hier noch die Erwähnung nötig sein, dass die Aonoides-Zone (also auch der untere Abschnitt der Bakonyer oberen Mergelgruppe) 1880 mit den Raibler Schichten verschmolzen und die ganze neue Gruppe unter dem Namen Aonoides-Zone zusammengefasst wird, so dass die ganze obere Mergelgruppe 1880 bei Mojsisovics schon in den Rahmen der Aonoides-Zone entfällt.[5]

Es gibt noch einen Punkt in Mojsisovics' Werke von 1874, welcher die Geologie des Bakony näher betrifft. Als nämlich Mojsisovics seine mediterrane und juvavische

---

[1] Jahrb. d. geol. Reichsanst. Bd. XX. S. 100 und Arbeiten der Ungar. Geol. Gesellschaft. Bd. V. S. 219.

[2] E. v. Mojsisovics: Faunengebiete usw. S. 103.

[3] L. c. S. 90.

[4] L. c.

[5] E. v. Mojsisovics: Über heteropische Verhältnisse usw.; Jahrb. d. geol. Reichsanst. Bd. XXX. S. 700.

Provinz hinsichtlich der Fauna einander gegenüberstellt, gelangt er unter anderem zu dem Ergebnis, dass zwischen diesen beiden Provinzen zur Zeit der Ablagerung der Cassianer bezw. der Subbulatusschichten eine unvollkommene Verbindung bestand. Als Beleg für die Richtigkeit dieser Folgerung werden aus der Fauna der beiden Provinzen einige gemeinsame Arten angeführt. Unter diese vermittelnden Typen gehört auch die Gattung *Halobia*. So führt er aus dem Bakony eine *Halobien*-Art an, welche er aus dem Füreder Kalke kannte, und die nach ihm darauf hindeutet, dass die Meere der beiden Provinzen durch das Gebiet des Bakony miteinander in Verbindung traten, sowie dass das im Bakony fehlende Äquivalent der Cassianer Schichten im Füreder Kalke zu suchen sei.[1]

Obzwar die Bedeutung dieser beiden Folgerungen von Mojsisovics seither ins Schwanken geriet, weil Mojsisovics selbst seine juvavische Provinz aufgab,[2] anderseits aber seine Geschichte der Gattungen *Halobia* und *Daonella*[3] sowie die stratigraphische Bedeutung dieser Genera von Bittner in seiner Kritik der Triasliteratur sehr bezweifelt wird,[4] so bringt Mojsisovics in diesen Folgerungen doch solche Fragen in Fluss, deren Wirkung sich auch in der Weiterentwicklung der Bakonyer Geologie, uzw. in erster Reihe beim Forschen nach den noch nicht nachgewiesenen Cassianer Äquivalenten bemerkbar machte.

So behauptet nach Mojsisovics auch Bittner, dass die Brachiopoden des Füreder Kalkes bereits sehr entschieden auf *Sct. Cassian* verweisen und dass sich diese Erscheinung an der Basis des unteren Abschnittes der oberen Mergelgruppe in noch erhöhterem Masse zeigt.[5]

In neuester Zeit aber schreibt Arthaber,[6] dass der untere Abschnitt der Veszprémer Mergel und Dolomite teils zu der tieferen Stuor-, teils zu der höheren Seelandalpinenzone zu stellen ist.

e) Hauptdolomit oder Laarer Dolomit. Nach Böckh ist dies das oberste Schlussglied der Bakonyer Trias. In den S-lichen Gesteinszonen ist seine Rolle nur untergeordnet. Ebenso ist er an fossilen Resten sehr arm, es finden sich darin nur bei Litér spärlich Brachiopoden. In der N-lichen Triaszone hingegen wird dieser Dolomit bereits vorherrschend, so sehr, dass die Breite seiner Zone stellenweise bis 7 km erreicht. Hier sind auch Fossilien häufiger. Besonders werden in dieser Beziehung die Megalodenschichten von Veszprém, ferner die Umgebung von Szentgál hervorgehoben, wo er in diesem Gesteine ausser Muscheln auch Gastropoden fand. Betreffs seines Alters teilt er schliesslich mit, dass dieser Dolomit auf Grund seiner Fossilien mit dem Hauptdolomit der Alpen parallelisiert werden müsse.

*

---

[1] E. v. Mojsisovics: Faunengebiete usw. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsamt. Bd. XXIV. 1874. S. 93.

[2] E. v. Mojsisovics: Die Hallstätter Entwickelung d. Trias.; Sitzungsber. der k. k. Akad. der Wiss. Wien. 1892, CI/I. S. 777.

[3] E. v. Mojsisovics: Über die triadischen Pelecypodengattungen Daonella u. Halobia; Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1874, Bd. VII, Heft 2.

[4] Bittner: Zur neueren Literatur der alpinen Trias.; Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, 1894, S. 308.

[5] Bittner: Brachiopoden d. alp. Trias.; Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1890, Bd. XV. S. 161.

[6] Lethaea geognostica. II/1, S. 426.

E. v. Mojsisovics: Beiträge z. Kenntnis d. Cephalopoden-Fauna d. oenischen Gruppe; Jahrb. d. geol. Reichsanstalt Wien, 1870. XX. S. 101.		Laufende Zahl	Die von J. Böckh 1872 festgestellte Reihe der Bakonyer Triashorizonte	
Megalodus triqueter führender Dolomit		1.	Hauptdolomit	
		2.	Obere Mergelgruppe	oberer Abschnitt
		3.		unterer Abschnitt
		4.	Füreder Kalk	
a) Grüne Tuffe *b)* Arcestes tridentinus-Kalk		5.	Arcestes tridentinus-Kalk	
		6.	Trachyceras Reitzi-Kalk	
		7.	Fossilleerer Kalk	
		8.	Halobienmergel	
		9.	Arcestes Studeri-Schichten	
		10.	Ammonites balatonicus-Schichten	
		11.	Rhynchonella decurtata-Schichten	
		12.	Fossilleerer, dolomitischer Mergel	
Ammonites cf. carinthiacus ? Dolomit (und Veszprémer Mergel)		13.	Ammonites cf. carinthiacus ? führender (Megyehegyer) Dolomit	
Muschelkalk		14.	Plattenkalk	
		15.	Wabige Rauhwacke und Dolomit	
Buntsandstein	Campiler Schichten	16.	Feinkörnige Schiefer, Sandsteine und Mergel	mit Naticella costata
	Seiser Schichten	17.		mit Posidonomya Clarai
		18.	Roter Sandstein und Konglomerat	

J. Böckh: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony, Pest, 1872. Bd. I. S. 144.			E. v. Mojsisovics: Faunengebiete u. Faziesgebilde d. Triasperiode in d. Ostalpen; Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien, 1874. Bd. XXIV, S. 102. u. f.	
Hauptdolomit	Obere Trias		Hauptdolomit und Dachsteinkalk	Karnische Stufe
Torer Schichten			Raibler Schichten	
Wengener Schiefer			Trachyceras aonoides-Zone	
?				
Pötschen-Kalk			Wengener Schichten	Norische Stufe
Vertreter des oberen Muschelkalks und der Anhydritgruppe			Buchensteiner Schichten	
Sturs Reiflinger Kalk Nach Sandberger: oberer Wellenkalk	Muschelkalk	Untere Trias	Daonella (Grenz-) Schichten	
			Arcestes Studeri-Zone	Muschelkalk
Sturs Recoarokalk Nach Sandberger: mittlerer Wellenkalk			Trachyceras balatonicum-Zone	
Unterer Wellenkalk				
Röt	Buntsandstein		Röt: Campiler Schichten	Buntsandstein
			Röt: Seiser Schichten	
			Grödener Sandstein	

Als Zusammenfassung des Gesagten soll hier die Bakonyer Triashorizontierung Mojsisovics' von 1870, die von Böckh 1872 und schliesslich jene von Mojsisovics aus dem Jahre 1874 folgen. In die zweite Kolumne ist die von Böckh festgestellte stratigraphische Reihe der Bakonyer Triasglieder eingefügt.

Aus dem Vergleich der beiliegenden Tabellen ergibt sich, dass Mojsisovics die Böckhsche Gliederung tatsächlich vervollkommnete, woran jedoch den grössten Anteil jener Umstand hatte, dass Mojsisovics in der Böckhschen Gliederung eine festgesetzte stratigraphische Reihenfolge vorfand. Dies bildet das Hauptverdienst der Böckhschen Arbeit, das andere aber liegt darin, dass Böckh jene Lücken, welche Mojsisovics noch 1870 in der Bakonyer Trias annahm und mit Denudation erklärte, zum grössten Teil ausfüllte. Hingegen ist es unzweifelhaft ein grosses Verdienst Mojsisovics' dass er die alpinen Äquivalente der Bakonyer Triasglieder mit der Zeit zum grössten Teil klar legte, woraus alsbald hervorging, dass jene Triasgliederung, welche in den 50-er und 60-er Jahren von Hauer, Richthofen, Stur usw. in den Alpen festgesetzt wurde, auch im Bakony ohne grosse Schwierigkeiten durchführbar ist.

Der Wert des Böckhschen Werkes erscheint übrigens durch nichts mehr erwiesen als dadurch, dass es im Wesen auch durch die seit nunmehr vier Jahrzenten sich mächtig entwickelte diesbezügliche alpine Geologie nicht erschüttert werden konnte. Böckh bestätigte tatsächlich Hauers Behauptung, dass der Bakony eine Kopie der Alpen im Kleinen ist. Wenn sich also die namhaften Geologen der alpinen Trias dahin äussern, dass der Bakony eines der lehrreichsten Gebiete der mediterranen Trias ist, so hat hieran die wissenschaftliche Tätigkeit Böckhs den Löwenanteil.

Was seit 1874 geschah, das betrifft ausser den bereits aufgezählten Daten hauptsächlich nur die Bakonyer Triasfossilien, worauf sich mich im späteren von Fall zu Fall berufen.

II. OROTEKTONIK UND HYDROGRAPHIE.

SUESS hebt in seinem Werke[1] über die Entstehung der Alpen hervor, dass BEUDANT auf Grund seiner interessanten und auch uns näher angehenden Beobachtungen sich als erster dahin äussert, dass der Bakony zum Gebirgssystem der Alpen gehört, ja er betrachtet denselben geradezu als Vorgebirge der Julischen und Norischen Ketten. Diese Behauptung wird mit jener grossen Verwandtschaft begründet, die er in der petrographischen Ausbildung und in dem Vorkommen der Gesteine im Bereiche der Alpen, wie im Bakony zu erkennen glaubte.

K. PETERS knüpft dieses Verwandtschaftsband noch inniger, indem er erklärt, dass die „mittelungarischen Kalksteingebirge", — zu denen auch der Bakony gehört — in geologischer Beziehung einen so ausgeprägten alpinen Charakter zur Schau tragen, dass ihre Erhebung gleichzeitig mit jener der östlichen Kalkalpen erfolgt sein dürfte.[2] Derselbe Verfasser betont in seiner Studie über die Trias von Pécs, in der er seine im ungarischen Mittelgebirge gemachten Beobachtungen mit seinen Erfahrungen im Gebirge von Pécs vergleicht, den gemeinsamen und sehr charakteristischen Zug dieser beiden Gebirge: die Neigung sich der Quere nach zu verwerfen. Zugleich hebt er hervor, dass diese Gebirge durch Quer- und Längsverwerfungen begrenzt werden und dass solche Verwerfungen auch im Inneren des Gebirges zur Geltung kommen, also auch bei der Entwicklung der Orotektonik eine wesentliche Rolle spielen.[3] Zu derselben Zeit erkennen HAUER und seine Bakonyer Mitarbeiter, ferner J. KOVÁCS in dem Granit des Meleghegy und dem SW-lich davon gelegenen kristallinischen Kalksteinvorkommen am Szárhegy die Erhebungsachse des Vértes-Bakonygebirges und stellen aus der gegenseitigen Lage dieser beiden Punkte auch ihre Richtung fest.[4]

Die Untersuchung des Verhältnisses zwischen dem SW-lichen Abschnitt des ungarischen Mittelgebirges und der Alpen richtet sich nun darauf, ob es nicht möglich wäre den organischen Zusammenhang dieser beiden benachbarten, durch den einheitlichen petrographischen Aufbau charakterisierten und angeblich auch

---

[1] E. SUESS: Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.

[2] K. PETERS: Geologische Studien aus Ungarn; Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1859. Bd. X. S. 520.

[3] K. PETERS: Über den Lias von Fünfkirchen; Sitzungsber. der k. k. Akad. Wien. Bd. XLVI/I. S. 244.

[4] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1861—2. Bd. XII. Verhandl. Heft 1, S. 77, Heft 2, S. 164 und 226.

Spuren der gleichzeitigen Entstehung aufweisenden Gebirge durch Nachweis der unmittelbaren. Verbindung näher zu beleuchten. Auch in dieser Richtung unternimmt HAUER den ersten Schritt, als er den Bakony und damit das ganze ungarische Mittelgebirge durch Vermittlung des zwischen diesem und den SE-lichen Ausläufern der Alpen gelegenen kroatischen Kalnikgebirges der S-lichen Kalksteinzone der Alpen anschliesst.[1] Sein Nachfolger ist STUR, der den Bakony ebenfalls als Fortsetzung der S-lichen Kalkalpen betrachtet.[2] SUESS hält das Gebirgssystem der Alpen bekanntlich als eine Reihe von einseitigen und im grossen ganzen von S gegen N aufgefalteten Gebirgsketten. Nach ihm zweigt sich diese Reihe von Ketten oder Wellen vom Muttergebirge nach stufenweiser Glättung der durch die alten Massive aufgeworfenen Wälle in mehreren Strahlen fächerförmig ab. Einen dieser divergierenden Strahle stellen, wie er behauptet, jene Gebirgsgruppen dar, welche, sich im SW durch Vermittlung des Bakony an die Alpen anschliessend, im NE-licher Richtung bis zum Sajódurchbruche reichen.[3] Dieser Gebirgszug wurde von HAUER als „Ungarisches Mittelgebirge" zusammengefasst.

Da sich dieser Zweig des Gebirgssystems der Alpen dem Muttergebirge gerade durch Vermittlung des Bakony ankettet, konnte SUESS mit Recht auch in letzterem jene Gesetzmässigkeiten suchen, welche sich nach ihm im Aufbau des Muttergebirges kundgeben. Und die damaligen Daten, in welchen SUESS sich eine Unterstützung für die Theorie, dass der Bakony ein einseitig aufgefaltetes Kettengebirge ist, holen konnte, sprachen tatsächlich dafür, dass der Bakony wie die übrigen alpinen Falten ein einseitig emporgehobenes Kettengebirge ist, dessen tiefste, also älteste Partien sich ähnlich wie in den Alpen längs der dem S-Rande entlang verlaufenden Bruchlinie finden, während die jüngeren Glieder im ganzen genommen mit N-lichen Fallen aufeinander folgen.

Bei dem Forschen nach der Hauptbruchlinie des ungarischen Mittelgebirges tritt jedoch SUESS nicht in die Fusstapfen HAUERS, sondern führt diese Linie über Fridau, Pettau, Feistritz, Weitenstein bis zu dem vom S-lichen Rande Steiermarks gegen Tirol ziehenden mesozoischen Gebirge hinüber und betrachtet demnach den Bakony und damit die ganze Reihe zumindest bis zum Donaudurchbruche bei Visegrád als Fortsetzung der Karawanken und der Karnischen Alpen.[4] SUESS verweist in diesem Werke auch auf solche Erscheinungen, aus welchen zu schliessen ist, dass zwischen den ungarischen und dem dinarischen Zuge ein fremdes, altes Massiv liegt.[5] Im Gegensatz zu beiden Auffassungen meint HOFMANN schliesslich den Zusammenhang zwischen den Alpen und diesem Mittelgebirge Ungarns in der Richtung der W-lichen Fortsetzung der verwandten Eruptivgesteine, in den zwischen den Flüssen Raab und Mur dahinziehenden Dobraer Gebirgsgruppen zu erkennen,[6] während er zugleich mit den kroatisch-slavonischen Gebirgsgruppen das mit diesen in gleicher Richtung streichende Gebirge von Pécs verbindet. (Földt. Közl. 1907. S. 162.)

---

[1] FR. HAUER: Geologische Übersichtskarte d. Österr.-Ung. Monarchie; Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. Bd. XX, S. 463.

[2] D. STUR: Geologie d. Steiermark. Graz. 1871, S. 131.

[3] E. SUESS: Das Antlitz der Erde. Bd. I. S. 303.

[4] L. c. S. 42.

[5] L. c. S. 354.

[6] K. HOFMANN: Die Basaltgesteine des S-lichen Bakony; Mitt. a. d. Jahrbuch d. kgl. ungar. geol. Reichsanst. Bd. III. S. 233.

Bei dieser allgemein verbreiteten Erklärung der Entstehung des ganzen alpinen Gebirgssystems darf man jedoch nicht andere und wahrhaftig beachtenswerte Erscheinungen ausser acht lassen, welche dafür sprechen, dass der Bakony selbständig von dem alpinen Gebirgssystem entstanden ist.

Mit Hinweis auf die Beobachtungen Fr. Schafarziks wonach die von letzterem untersuchten Gebirge im Komitate Nyitra durchwegs von Verwerfungen begrenzte Schollengebirge sind — betont L. v. Lóczy in der Fachsitzung[1] der Ungarischen Geologischen Gesellschaft im Dezember 1898, dass diese Gebirge ebenso wie der Bakony und die Gebirgsgruppe von Esztergom keinen ausgesprochenen Kettengebirgscharakter besitzen; auch hebt er hervor, dass die die ungarischen Tiefebenen umsäumenden Gebirge überhaupt nicht zum Gebirgssystem der Alpen gehören.

Die meritorische Besprechung dieser beiden Auffassungen fällt nicht in den Rahmen meiner Arbeit. Soviel muss aber dennoch bemerkt werden, dass neuestens Diener[2] auch von dem ganzen alpinen Gebirgssystem selbst bezweifelt, dass dasselbe durch einen einseitigen Druck[3] zustande gekommen wäre, vielmehr geneigt ist anzunehmen, dass dieses Gebirgssystem ebenso wie nach Lóczy die Mittelgebirge jenseits der Donau ein zwischen zwei erstarrte und sinkende Tafeln eingezwängter, also durch zweiseitigen Druck aufgestauchter Gebirgszug ist. Für den Zusammenhang zwischen dem Bakony und den Alpen tritt auch Diener im Suess'schen Sinne ein, indem er den Bakony als Fortsetzung des Drauzuges betrachtet, doch glaubt er hinzusetzen zu müssen, dass sich der Anschluss dieses Gebirges an das Gebirgssystem der Alpen nirgends sicher nachweisen lässt.

Dass übrigens die Umwandlung des Landschaftsbildes und also auch die ursprüngliche Ursache derselben auch heute noch nicht gänzlich stillsteht, davon zeugt gerade die hie und da geneigte Lagerung der jüngsten Neogenablagerungen und die bisher beobachteten Erdbeben im Bakony, welche allenfalls auch selbst Ergebnisse neuentstandener Brüche und Verwerfungen sind, da sie gewöhnlich mit der Richtung der im Gebirge vorherrschenden tektonischen Linien zusammenfallen oder parallel mit denselben verlaufen.

Geomorphologie der weiteren Umgebung von Veszprém.

(Vergl. die geologische Karte auf Tafel II.)

All dies vorausgeschickt können wir uns nun der Beschreibung des Äusseren unseres engeren Bakonyer Gebietes zuwenden, und dann auf die Mitteilung jener Beobachtungen übergehen, welche für die Struktur dieses zentralen Teiles des Bakony gesammelt werden konnten.

Das ganze Bakonygebirge ist eine längliche, SW—NE-lich gerichtete, in zahlreiche Partien zergliederte Scholle, deren NW-licher Teil vornehmlich aus jüngeren mesozoischen und kainozoischen Ablagerungen, der SW-liche Teil dagegen hauptsächlich aus älteren mesozoischen Gesteinen aufgebaut erscheint. Die gesamte Scholle

---

[1] Földtani Közlöny 1898. Bd. XXVIII. S. 383.

[2] C. Diener: Grundlinien der Struktur der Ostalpen; Petermanns Mitteilungen. Gotha. 1899. Bd. 45. S. 212.

[3] Betreffs der bisher bekämpften horizontalen Richtung des Seitendruckes vergl.: L. Waagen: Wie entstehen Meeresbecken und Gebirge? Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1907. S. 99.

wird der Länge und Breite nach durch ein ganzes System von Bruchlinien durchzogen. Die Richtung der Längsbrüche ist im wesentlichen mit der Längsachse der Scholle parallel, d. i. NE—SW-lich; die Querbrüche aber streichen zumeist senkrecht auf die ersteren, also NW—SE-lich. Den Längsbrüchen kam auch bei der inneren Gliederung des Gebirges eine grosse Rolle zu, während die Querbrüche hauptsächlich bloss zur Abgrenzung der Schollenpartien beitragen.

Die auffälligeren Längsbrüche sind die folgenden: der Längsbruch dem Balatonsee entlang, jener von Litér und der von Öskü—Veszprém, welcher der Kürze halber als „Längsbruch von Veszprém" bezeichnet werden soll; dann der Bruch von Palota—Rátót—Herend, kurz der Bruch von Papodalja; der Längsbruch von Csernye, Zircz, Ajka und der von Kisbér—Somlyó. Darunter ist es der Längsbruch dem Balatonsee entlang, an welchen die ältesten bisher bekannten Bakonyer Horizonte, zu unterst mit dem bereits permischen Verrucano, ja — wie mir aus mündlichen Mitteilungen Lóczys bekannt ist — allenfalls noch mit paläozoischen Phylliten und Konglomeraten, zutage tritt. N-lich von diesem entstand der Bruch von Litér und noch weiter N-lich jener von Veszprém. Diese samt dem Bruche am Balatonsee haben den Grund zu dem S-lichen Teile des grossen Bakonyer Triasplateaus gelegt. Der Bruch von Litér richtet sich gegen SSW, jener von Veszprém mehr nach WSW, uzw. so, dass dieselben gegen E mit dem Bruche am Balaton konvergieren, gegen W aber mehr divergieren.

Der Verlauf des Bruches von Litér ist auch aus der Arbeit Böckhs bekannt (l. c. S. 29) und hier soll nur bemerkt werden, dass der Bruch von Veszprém aus dem Abschnitt zwischen Pét-Öskü des ersteren abzweigt. Der Abzweigungspunkt ist die W-Lehne des E-lich von der Ortschaft Öskü sich erhebenden Pétihegy. Der Bruch verläuft sodann zwischen Öskü und Sóly, am N-Fusse der Anhöhen Jáksoma und Őrhegy, dann überschreitet er den Querbruch von Sóly und zieht nächst der Magyarmalom auf die Höhe Berekalja bei Hajmáskér. Seinen SW-lichen Verlauf bezeichnet von nun an das Bett des Sédbaches nahezu bis Kádárta. Über Kádárta hinaus zieht er gegen Veszprém und tritt, nachdem er die Stadt in einem schwach gegen S gewölbten Bogen durchquert hat, in der Gegend des Sashegy in das Bett des Sédbaches; über Márkó hinaus überschreitet der Bruch wahrscheinlich die Wasserscheide des Sédbaches bei Szentgál und zieht auf die NW-Lehnen des Bakony.

Nahezu parallel mit demselben ist der wahrscheinlich von Várpalota her streichende Bruch vom Papodalja, welcher von N her eine 4·5 km breite und 28—30 km lange, von Várpalota bis Herend, ja vielleicht noch darüber hinaus reichende Einsenkung begleitet. Dieser Bruch verläuft durchwegs in Dolomit und seine Spuren sind in dem Gesteine gänzlich verwischt. Die zwischen diesem und dem Bruch von Veszprém dahinziehende Einsenkung ist einer der tiefsten Teile des Bakonygebirges.

Parallel mit diesem eingesunkenen Dolomitstreifen breitet sich NW-lich davon das Plateau von Zircz mit ebenfalls eingesunkener Oberfläche aus, welches gegen das kleine Alföld zu durch den Bruch von Kisbér-Somlyó begrenzt wird. Dieser letztere bildet zugleich den NW-Rand des ganzen Schollengebirges.

Eine beachtenswerte Erscheinung ist, dass die relative Höhe dieser durch Längsbruch — bezw. Verwerfungslinien begrenzten Tafeln von S gegen N zu stufenweise abnimmt. Es ist dies die natürliche Folge jenes Umstandes, dass sich die Kraft des zweiseitigen schief gerichteten Druckes gegen das Innere der sich auf-

richtenden Tafelmasse verminderte. Diese Verminderung offenbart sich in dem Umstande, dass die Mächtigkeit der an den einzelnen Brüchen aufgekippten Massen allmählich abnimmt, wie dies aus folgender Tabelle hervorgeht:

		Die Basis der aufgekippten Tafel:
I.	Zwischen dem Bruche am Balaton und jenem von Litér	paläozoische Phyllite
II.	Zwischen dem Bruche von Litér und Veszprém	Perm
III.	Zwischen dem Bruche von Veszprém und Papodalja	der obere Horizont der unteren Trias
IV.	Zwischen dem Bruche von Papodalja und Zircz	der mittlere Horizont der oberen Trias
V.	Zwischen dem Bruche von Zircz und Kisbér-Somlyó	der obere Horizont der oberen Trias.

Der Umstand, dass die an das Kleine Ungarische Alföld angrenzende Tafel, welche mit der ihr S-lich benachbarten Tafel eine Synklinale bildet, aus den verhältnismässig höchsten Gliedern der emporgehobenen Gesteine besteht, scheint darauf hinzuweisen, dass das Absinken des N-lichen, kleineren Massivs geringer war, als das des S-lichen, und dass hier eine von SE wirkende Kraft in Aktion trat.

Beachtenswert ist ferner, dass sich in diesen Teilen des Ungarischen Mittelgebirges neben den tafelförmigen Schollen nur selten eine Spur von wellenförmigen Faltungen findet. Auf unserem engeren Gebiete z. B. fehlen Aufwölbungen und muldenförmige Einsenkungen abgesehen von der anfangs halb überkippenden Falte von Litér fast gänzlich. Was z. B. Mojsisovics auf seinem Profile II als Synklinale darstellt, ist eigentlich nichts anderes als eine nur innerhalb sehr enger Grenzen zur Geltung gelangende Kippung eines Tafelrandes an einer Verwerfung. Einer schwach wellenförmigen Kippung der Schichten begegnet man jedoch öfters; doch sind auch diese flachen Wölbungen in tafelförmige Schollen zerbrochen (vergl. Profil VIII). Auch Überschiebungen, die mit den unter der Einwirkung des Druckes entstehenden Schichtenauftürmungen einherschreiten, sind nichts Seltenes. (Vergl. die Profile VI, XV und XVI.)

Eine Erklärung dieser eigenartigen Tektonik unseres Gebirges bietet sich in dem Festigkeitsgrade der unter Druck gelangten Gesteine dar. Die klastischen, daher leicht faltbaren Gesteine des Bakony sind nämlich zwischen unverhältnismässig mächtigere Kalkstein- und besonders Dolomittafeln eingefügt. Die Sprödheit dieser Tafeln zog es nach sich, dass der seitlich wirkende Gebirgsdruck besonders auf kleineren Gebieten keine bedeutenden Faltungen hervorbringen konnte, sondern meist bloss Aufbrüche ergab, die längs der Achse der entstandenen Wölbung dahinziehen; der Gebirgsdruck ergab ferner Querspalten und Hand in Hand damit Verschiebungen und hob schliesslich durch Zusammenwirken dieser zweifachen Bewegung Tafelbarrikaden empor.

Eine interessante Erscheinung ist ferner die feine Faltung der zwischen die Dolomite eingefügten klastischen Gesteinszonen, so z. B. der plattigen, zumeist

mergeligen Ablagerungen der unteren und mittleren Trias. Diese Faltung ist allenfalls gleich nach der Ablagerung der Schicht, u. zw. als Folge der Erhärtung eingetreten; doch ist sie vielleicht auch ein Ergebnis der Verschiebung. Schliesslich ist es auch nicht ausgeschlossen, dass diese Fältelung nur eine oberflächliche Erscheinung, und darauf zurückzuführen ist, dass einsickernde Lösungen das Gesteinsmaterial durch Abgabe der gelösten Substanzen vermehrten.

Auf die Entwickelung der vertikalen Gliederung haben in erster Reihe jene von Böckh und Hofmann festgestellten Brüche in auffälliger Weise eingewirkt, welche die Zentren der Bakonyer Basaltausbrüche verbinden und von welchen besonders die Bruche Szigliget—Tátika und Kővágóörs—Agártető hervorzuheben sind, insofern längs derselben ein Teil der unteren Trias des Balatongebirges abgesunken ist; dann der Bruch von Tihany—Kabhegy, in dessen Verlauf die grosse Dislokation von Pécsöly fällt. Eine bedeutende Bruchlinie ist, obzwar sie heute mehr die innere Struktur berührt, jene die von Szentkirályszabadja über Kádárta gegen Zircz zieht; ja sie scheint den Czuhabach entlang bis zum Hügellande von Pannonhalma zu reichen, indem sich ihre Fortsetzung im Zircz—Varsányer Zweige des Bakony durch mehrfache Unterbrechungen in der Kontinuität der dort dahinziehenden Gesteinszonen tatsächlich nachweisen lässt. Es soll bemerkt werden, dass die Längsrichtung des Bakonyer Erdbebens vom 16. Feber 1901 ebenfalls in die NW-liche Verlängerung dieser Bruchlinie entfiel.[1]

Zu erwähnen sind noch die Bruchlinien Keszthely—Szőllős und Székesfehérvár—Kisbér, welche das Bakonygebirge abgrenzen.

Ausser den aufgezählten wird besonders das Balatongebirge von zahlreichen kürzereu oder längeren, jedoch in orotektonischer Beziehung minder wichtigen Brüchen durchzogen, wie dies übrigens auch aus der geologischen Karte zu ersehen ist. Dass die am N-Rande des Balatonsees dahinziehenden Triasanhöhen von Querbrüchen durchzogen sind, wird in einer Arbeit über die geologische Geschichte des Bakony auch von Lóczy erwähnt. (Földr. Közl. 1894. Bd. III.)

*

In folgendem wollen wir uns noch kurz mit den oro- und hydrographischen Verhältnissen unseres enger begrenzten Gebietes befassen, was insbesondere im Interesse der Ergänzung des geologischen Bildes erwünscht erscheint.

Dieses Gebiet umfasst den zentralen Teil des Bakonygebirges im weiteren Sinne und gehört demnach zur Hälfte dem eigentlichen Bakony, zur anderen Hälfte aber dem Balatongebirge an. Genauer betrachtet erstreckt es sich auf den S-Rand des zentralen Teiles des Plateaus von Zircz, auf den grössten Teil der an letzteres angrenzenden Senkung von Rátót, dann auf jenen N-lich vom Bruche von Litér sich erstreckenden Teil des Balatongebirges, welcher nach der darauf befindlichen Stadt Veszprém wohl auch Plateau von Veszprém genannt werden könnte und schliesslich auf die E-lichen Teile des Berglandes von Szentgál.

Seine Grenzen können auf den Blättern Zone 17, Kol. XVII, NO, SO und Zone 17, Kol. XVIII, NW, SW der Originalaufnahme des Militärgeographischen Institutes in Wien folgendermassen ausgesteckt werden: von dem Üstihegy bei Szentgál als Ausgangspunkt zieht die Grenze in gerader Richtung auf den NE-lich sich erhe-

[1] Földtani Közlöny, 1901. XXXI. S. 185.

benden Kissomhegy, von hier über Gyöngyös bis zur Quelle Hármashatárforrás dann verläuft sie, den Borzás im N umfassend in den am Fusse des Papodhegy dahinziehenden Répásgraben, vom Répásgraben tritt sie über den Nordrand des Bergrückens Szögle in den Gyökeresgraben; hierauf zieht sie über den Káváshegy und Eplény auf die N-Lehne des Kisámos, dann aber in den Malomrét genannten Zweig des Tales Aszóvölgy. Hier erreicht sie den N-lichsten Punkt des Gebietes. Von nun an zieht sie gegen SE und erreicht dabei das Aszóvölgy selbst. Beiläufig in der Mitte dieses Tales wendet sich die Grenze gegen E und zieht auf den Kőröshegy bei Öskű. Vom Kőröshegy erreicht sie über den Bruch von Litér den Sukoróhegy oberhalb Vilonya, dessen Gipfel zugleich der E-lichste Punkt des Gebietes ist. Vom Sukoróhegy überschreitet die Grenze den Sédfluss und erreicht bei Szentistván den Bruch von Litér, welchem sie dann bis Szentkirályszabadja folgt. Von Szenkirályszabadja nimmt die Grenzlinie eine immer mehr und mehr W-liche Richtung an und zieht, nachdem sie den S-Saum des Veszprémer Waldes berührt hat, bis zur Ortschaft Faész, wo sie zugleich den S-lichsten Punkt des Gebietes erreicht. Von hier umgeht sie die Ortschaft Vámos von S, zieht zum Fusse des Szárhegy, erreicht die Dolinen von Kövesgyőr, dann verläuft sie über die Gipfel der Berge Kajdászó und Jákóhegy gegen NW in die Gegend von Zsófiapuszta und kehrt über die das Becken von Szentgál im W umsäumenden Berge auf den Üstihegy zurück. Der W-lichste Punkt ist der Berg Somberek.

Das solcherart umgrenzte Gebiet ist von Gestalt oval. Seine Länge beträgt in E—W-licher Richtung in der Luftlinie 30 km, seine Breite aber von N gegen S 17 km. Seine Ausdehnung beträgt mit Planimeter gemessen 330 km^2. Seine mittlere Höhe beträgt aus 185 Daten gemessen 309 m üb. d. M.

Im allgemeinen besteht das Gebiet aus vier wohl charakterisierten, selbständigen Landschaftsformationen.

Die eine ist der gegen N zu gewölbte bogige Rand des Balatongebirges zwischen Márkó und Várpalota, welcher zugleich auch den S-Rand des eigentlichen Bakonygebirges, d. i. des Plateaus von Zircz darstellt. Dieser Rand erhebt sich mit wenigen Unterbrechungen als eine 300—400 m hohe steile Wand aus dem niederen Flachland im S empor. Dies ist die Haupterhebungsrichtung des Bakonygebirges, längs derselben an einer Strecke sich auch die Hauptwasserscheide dahinzieht.

Die Höhen der hauptsächlichsten Gipfel an diesem Rande sind die folgenden: Kopaszhegy bei Márkó 421 m, Gyöngyös 539 m, Papod 646 m, Kávás 537 m, Ámos 535 m, Futóné Köveshegy 575 m, Sötéthorog 490 m, Bérhegy 506 m, und der Várberek bei Palota 469 m. Die mittlere Höhe der ganzen Wand beträgt aus 30 Daten berechnet 483 m.

Diese weit über 30 km lange Wand wird durch eine ganze Reihe von SE—NW-lich gerichteten Quertälern zerschnitten. Die Täler sind grösstenteils tektonischen Ursprunges, wie dies auch durch die im Streichen der gebirgsbildenden Gesteine wahrnehmbaren Störungen bezeugt wird.

Die Wand selbst besteht — man kann sagen ausschliesslich — aus Dolomit, deshalb sind ihre Umrisse ziemlich sanft. Nur die Randgegend bei Zircz besteht aus jüngeren mergeligen und wasseraufsaugenden jurassischen und kretazischen Gesteinen. Die Waldungen sind hier an weniger geschützten Stellen schütter, parkartig, so dass der grüne Schleier durch weisse Dolomitflecke unterbrochen erscheint. An mehr geschützten Stellen sind jedoch die Waldungen des Randes sehr schön,

da die Bäume den selbstgeschaffenen Nährboden mit ihren ausgebreiteten Kronen und ihrem mächtigen Wurzelwerk zu binden vermögen. Hier vereinigen sich die Kronen der Eichen und Buchen, um den Segen der Sommerregen, das Wasser vor den Sonnenstrahlen zu beschützen. In ihrem Schatten bilden mannigfaltige Farne einen ganzen Wald und bieten dem rastenden Hirsche Kühle. Die Erosionsgräben der höheren Kössener und Liasmergel erscheinen von so dichtem Strauchwerk bedeckt, dass dasselbe gar oft von sonst nur durchziehenden Schnepfenschaaren als beständiger Sommeraufenthalt gewählt wird. Jedoch auch der emsige Botaniker wird hier durch zahlreiche Vertreter der Hochgebirgsflora angenehm überrascht.

Auch in landschaftlicher Hinsicht ist an dieser Gegend, wie überhaupt am ganzen Bakony nichts auszusetzen. Die Rundblicke von der Wand sind überaus interessant. Wenn man z. B. den Várberek nördlich von Várpalota ersteigt, so entrollt sich dem Auge ein wunderbar schönes, grossartiges Panorama. Ringsum erblickt man schattigen Wald, darunter Gestrüppe in schütter verstreuten Flecken, darüber hinaus ein 3—4 km breites graulich weisses kahles Steinfeld, das sog. „Kopaszhallgató", welches unbestreitbare Karstcharaktere zur Schau trägt, und das sich am Ufer des Sédflusses plötzlich zu einem Plateau erhebt. Auch dieses Plateau ist grau und wird die Eintönigkeit der Oberfläche nur durch einzelne, nicht genügend abgetragene Dolomitschollen gestört. Das Plateau wird durch eine Reihe von niederen rundlichen Hügeln umsäumt, welche sich vor den im Hintergrunde glitzernden schmalen Streifen des Balatonsees stellen. Dem ganzen Bilde dienen die niederen Somogyer Ufer als Hintergrund, welche sich in die bläuliche Ferne verlieren. Wenn man sich hingegen dem Plateau von Zircz zuwendet, so entrollt sich dem Auge eine ganz andere Landschaft mit anderen Formen und Farben. Man erblickt ein ganzes Chaos von kleineren oder grösseren Lösshügeln, zwischen denen nur hie und da eine Kirchturmspitze hervorlugt. Die Eintönigkeit dieser welligen Landschaft wird noch durch den Umstand erhöht, dass sie kaum einen Hintergrund besitzt.

Ein wechselvollerer Anblick bietet sich dar, wenn man vom östlichen Endpunkt der Wand gegen N blickt, da hier das Hügelland in der Gegend des Moórer Bruches bereits einen freien Ausblick gewährt. Noch schöner ist jedoch das Panorama vom W-Rande, z. B. vom Dolomitgipfel des Papodhegy, welcher auf seine Mitherrscher im Bakonygebirge, auf den aus rot-bunten Liaskalken aufgebauten Köröshegy bei Bakonybél (704 m), auf den aus weissen Tithonschichten bestehenden Középhajag (648 m) und den eruptiven Kabhegy (601 m) hinüberblickt. Im Umkreis dazwischen wogen die unzähligen waldigen Hügelrücken des Bakony mit dem für das Schollengebirge charakteristischen Durcheinander, und diese gleichmässigkeit der Hügelwellen wird nur durch wenige beckenförmige Einsenkungen oder erhabene Plateaus unterbrochen.

Es ist im allgemeinen ein eigenartiger Charakterzug des Bakony, dass die Plateaus relativ sehr hoch sind und die angrenzenden Gebiete gleichsam abgesunken erscheinen. Dieser Charakterzug gelangt am besten im Plateau von Veszprém (Fig. 1) und der daneben befindlichen Berggruppe von Márkó—Szentgál, sowie in dem Hügellande von Márkó zum Ausdruck; auch das Plateau von Tés mit dem sich davor erstreckenden Hügelland von Szápár—Csernye ist ein gutes Beispiel.

Ein zweiter, orographisch ebenfalls selbständiger Gebietteil ist die gegen das Sédtal, also gegen S zu sehr sanft abfallende Lehne der oben beschriebenen Wand. Die Oberfläche derselben ist im grossen ganzen eben, nur bei Hajmáskér hügelig,

jedoch ohne bedeutendere Erhebungen. Den S-Rand dieser Lehne stellt auf unserem Gebiete der Bruch von Veszprém, oder genauer das Sédtal zwischen Hajmáskér und Kádárta, dann von Kádárta bis Jutas die Wand des plötzlich abgebrochenen Dolomitplateaus von Veszprém, von Jutas bis Márkó aber die sich durch den Csererdő bei Veszprém gegen W dahinziehende Einsenkung dar. Der tiefste Punkt ist das von



Fig. 1. Die Gebirgsgegend von Szentgál und das Dolomitplateau von Herend—Veszprém. Von Westen, von der Bakonyer Wasserscheide aus gesehen.



Fig. 2. Das Plateau von Veszprém längs der Täler Buhimvölgy und Aranyosvölgy.

Rátot bis Jutas sich ausbreitende morastige Wiesenland, das sog. „Mikládˮ. Die Durchschnittshöhe des Gebietes beträgt aus 50 Daten berechnet 219 m.

Jene tektonischen Täler, welche — wie oben bemerkt wurde — die N-Wand dieser Einsenkung durchschneiden, scheinen sich auch auf der Lehne selbst fortzusetzen. Hier erscheinen sie zwar zumeist nur als Werke der Erosion, da es auf diesem abradierten Gebiete fast unmöglich ist, den Verlauf der Brüche festzustellen;

zumindest von den bedeutensten dieser Täler kann jedoch angenommen werden, dass sie ebenfalls durch Brüche vorgebildet wurden — wenigstens jene, welche direkte Fortsetzungen der von dem Gesimse herabziehenden bilden und entschieden tektonische Täler darstellen.

Die ganze Depression selbst ist übrigens eine überaus eintönige kahle Dolomitsohle. Interessant ist, dass auf einem grossen Teil dieses kahlen Gebietes nicht einmal die Distel wächst. Die Waldgrenze gegen das Berggesimse ist sehr scharf; so z. B. am Rande des „Rátóti nagymező", wo man aus dem hellen Jungwald mit einem Male auf einen schütteren Rasen mit kaum einige Zentimeter hohem Grase gelangt. Hier wächst das Gras auf einer wahrhaftigen trockenen Bülte. Je einem Grasbüschel bieten die Jahre hindurch auf einander gewachsenen Triebe eine armselige Nahrung. Die Beforstung ist hier eine undankbare Aufgabe, deshalb wird das Ganze nur als Schafweide benützt. Im Winter ist dieses Gebiet eine ungangbare Schneefläche, im Sommer ein echtes Steinfeld und nur im Frühjahr, wenn das lebhafte Grün durch den lauen Regen bereits hervorgelockt wurde, bietet es einen geniessbaren Anblick.

Der dritte Teil bildet das eigentliche Plateau von Veszprém (Fig. 2). Im N wird es durch den Bruch von Veszprém (Fig. 3), im S durch den von Litér (Fig. 4) begleitet. Aus dem Sédtale erhebt es sich zumeist mit steilen Wänden. Der Anblick in diesem Abschnitt des Sédflusses ist derselbe, wie im Bruche von Litér. Das rechte Ufer des Baches von Litér wird durch dieselben Dolomitfelsen begleitet, wie jenes am Sédfluss. Während sich jedoch an der gegenüberliegenden Seite des Bruches von Litér auch steile, aus Werfener Schiefern bestehende Wände erheben, ist das jenseitige Ufer des Sédflusses fast durchwegs ein sumpfiges Wiesenland. Wo aber der feste Untergrund dennoch zutage tritt, dort erweist er sich als der längs des Bruches abgesunkene Dolomit. Erst über Jutas hinaus gleicht sich dieser Gegensatz aus. Hier senkt sich auch das Plateau selbst in sanfter Neigung zu dem tieferen Niveau des gesunkenen Geländes ab.

Die Oberfläche des Plateaus von Veszprém ist ziemlich eben (vergl. die Fig. 1, 2 und 3). Überhaupt ist das ganze Gebiet ein interessantes und lehrreiches Beispiel für denudierte und abradierte Plateaus und stellt einen eingeebneten Rest der einst aufgetürmten alten mesozoischen Gesteine dar. Seine grössten Erhebungen sind im E der aus einem Aufbruch von Werfener Schiefern längs des Bruches von Litér bestehende Csererdő bei Veszprém (271 m),[1] dann der Nagy- und Kiskilátóhegy bei Veszprém (324 m., bezw. 308 m), der Alsóerdő bei Veszprém (366 m) und im W der Köröshegy bei Vámos (349). Alldies sind jedoch so unbedeutende Erhebungen, das sie den echten Plateaucharakter im Landschaftsbild durchaus nicht mindern. Die Durchschnittshöhe des Plateaus beträgt (aus 55 Daten berechnet) 246 m.

Der vierte Teil ist schliesslich das Berggebiet von Szentgál, S-lich vom Oberlaufe des Sédflusses. Hier erreicht das grosse Dolomitplateau des Balatongebirges seine bedeutendste Höhe. Auf dem auf unser Gebiet entfallenden Teile des Plateaus reihen sich die Berge in drei mächtigen, gegen SE offenen hufeisenförmigen Bögen

[1] Am S.-Rande der Talung von Litér sticht zwischen Litér und Vilonya eine kleine mit Gestrüpp bewachsene Erhebung von weitem ins Auge, welche bisher von keinem Geologen besucht wurde. Zu meiner grossen Überraschung zeigte sich, dass die Erhebung aus dunklem paläozoischen (?), mit Diabasintrusionen durchwachsenem phylitischen Schiefer besteht. Lóczy.

aneinander. (Fig. 1.) Diese drei Bergreihen werden teils durch langgezogene Lössflächen, teils durch erodierte Täler von einander getrennt. Der nördliche Zweig des äussersten und zugleich grössten Bogens fällt in die W-liche Fortsetzung der

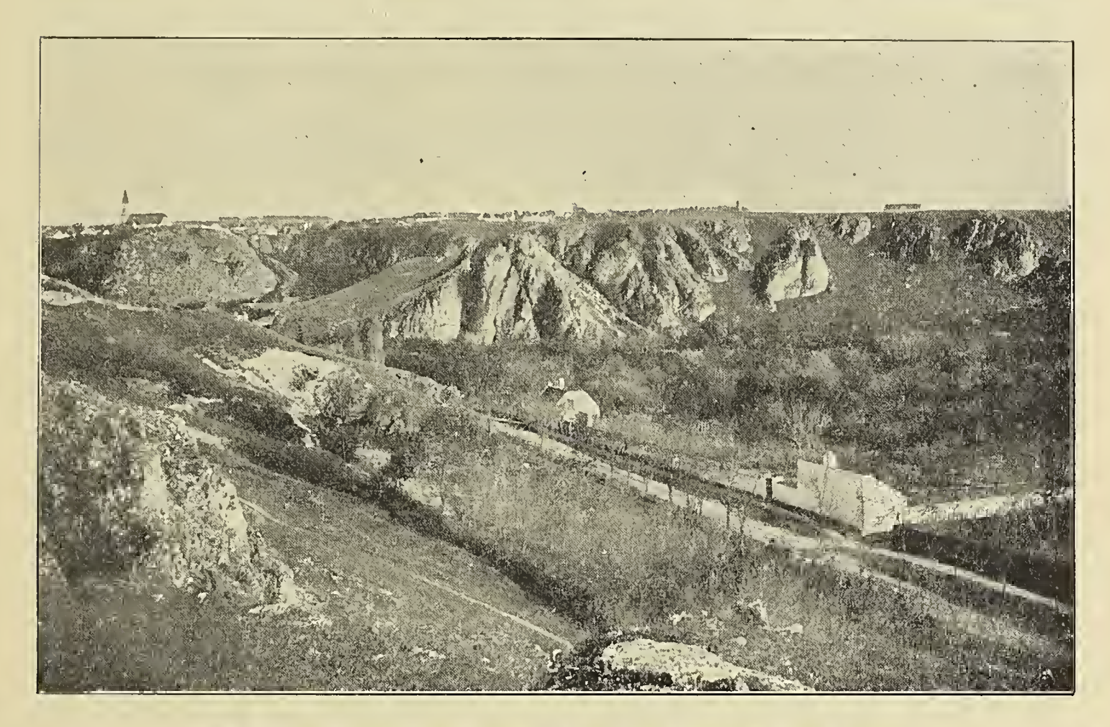


Fig. 3. Das Plateau von Veszprém längs des Sédflusses von Kiskút.



Fig. 4. Die S-liche Kluftwand des Tales von Litér zwischen Litér und Szentistván; Hauptdolomit. Die rechter Hand sichtbare Erhebung besteht aus Phyllit mit Diabasintrusionen.

Depression von Rátót. Ihn erfüllt ein niederes Hügelland, so dass die Dolomitbasis hier kaum einige bedeutendere Gipfel trägt, wie z. B. den Somodhegy bei Szentgál, den Essegvárhegy bei Bánd. Das Gestein tritt nur an einzelnen ausgewaschenen Talabhängen unter der Löss- oder neogenen Decke zutage. Im W-lichen Teile des

Bogens befindet sich die bedeutendste Erhebung der ganzen Reihe, der Üstihegy (537 m); im SW schliesst sich diesem der Külső-Üstihegy (513 m) und der Ihartű (485 m) an. Darüber hinaus wird die Reihe durch die Ebene der Zsófiapuszta unterbrochen. Das südliche Ende der hufeisenförmigen Linie berührt bereits die mächtige Basaltmasse des 601 m hohen Kabhegy. In der Bergreihe finden sich noch folgende höhere Gipfel: Somberek (453 m), Jákóhegy (455 m) und der Csepelhegy (438 m); diese entfallen jedoch nicht mehr auf unser Gebiet.

Der nördliche Flügel der mittleren Reihe beginnt im E mit dem Csatárhegy bei Veszprém (376 m). Von hier an finden sich dem Bogen entlang gegen W, S und dann gegen SE folgende höhere Gipfel: Várhegy bei Márkó (406 m), der mit Eiben bestandene Miklóshegy (491 m), der Mecsekhegy (451 m), der Köveskuti-bércz (486 m), der Lóhágató-tető (448 m), der Ökörsegg (471 m), der Felső- und Alsó-Nedveshegy (488 m), der Vöröstóihegy (420 m), der Kis-Kattyó (367 m) und der Nagy-Kattyó (396 m). Zwischen den äusseren Bogen und den nun in Rede stehenden liegt das weite und hohe Becken von Szentgál, dessen S-licher Teil mit Dachsteinkalk und Kössener Schichten, der N-liche aber mit Noegensedimenten ausgefüllt erscheint.

Der innerste Bogen beginnt im Osten mit dem Czinegehegy bei Vámos (353 m) S-lich vom Csatárhegy und zieht in W-licher Richtung über den Hárshegy (439 m), Apróbérczteтő (463 m) bis zum Mögsegg (511 m); von hier biegt er gegen SE ab und berührt den Zombortető (471 m), Őrsegg (464 m), Mizörge (409 m), und den Szárhegy bei Vámos (374 m), welcher zugleich den SE lichen Endpunkt des Bogens darstellt.

Zwischen den beiden Schenkeln dieses innersten Bogens befindet sich eine längliche, gegen SE geöffenete Lössmulde. Diesen äusseren Gebirgszug trennt vom mittleren der Sédfluss zwischen Márkó—Bánd, der in diesen mündende Alincza-bach mit dem Tale Mészvölgy, ferner das teilweise abflusslose Becken von Zsófia-puszta und das gegen die Csepelpuszta bei Nagyvázsony herabziehende Nyúlvölgy. Die mittlere Zone wird von der inneren durch kleinere Lössflächen durch den oberen Abschnitt des Menyekeitales, die Kluft Csákszegei csapás und das in die Senke von Kövesgyür einmündende Bujtavölgy getrennt. Die mittlere Höhe der Basis des ganzen Gebirges beträgt (aus 35 Daten berechnet) 348 m; jene der sich darauf erhebenden Gipfel aber (aus 29 Daten) 445 m.

*

Schon im vorgehenden hatte ich des öfteren Gelegenheit darauf hinzuweisen, dass die Gesetzmässigkeit in der Tektonik des Gebietes auch auf die Verbreitung, Richtung und Ausbildung der Haupttäler von ausschlaggebendem Einflusse war. Das Sédtal, die Haupttalung in der Umgebung vom Veszprém liegt im Streichen der Schichten des Gebirges, während die Nebentäler fast durchwegs senkrecht zu dieser Richtung verlaufen, d. h. die vorherrschenden Talrichtungen passen sich den im Gebirge herrschenden Bruchlinien an. Es gibt jedoch in dem Gebiete auch genug solche Täler, welche ihre Entstehung der Erosion verdanken, trotzdem nur wenige beständiges Wasser führen.

Ein solches ist auch das Sédtal selbst. Der auf unser Gebiet entfallende Abschnitt des Sédtales ist gerade aus tektonischen Gründen asymmetrisch. Seine Quellen entspringen teils am östlichen Fusse des 485 m hohen Párosbércz SE-lich

von Csehbánya, teils auf den Anhöhen gegenüber dem dreifachen Hajag bei Szentgál. Das Wasser wird in ziemlich grosser Menge von neogenem Sande und Schotter geliefert, welcher auf Ton lagert. Es ist dies überhaupt ein wasserreiches Gebiet, wie die mit Neogensedimenten bedeckten Teile des Bakony im allgemeinen Das Tal sammelt in seinem Abschnitte zwischen Párosbércz und Herend, wo es in Néogenablagerungen eingeschnitten ist, mehr Wasser an, als darüber hinaus bis Kádárta; und doch ist dieses Gebiet bis Herend nicht grösser als 17 km^2, während die Länge des linksseitigen Wassersammelgebietes von Herend bis Kádárta nach ungefährer Berechnung über 120 km^2 betragen dürftc; freilich besteht dieses letztere Gebiet grösstenteils aus Dolomit.

Unterhalb Essegvár mündet das von Szentgál sich abwärts windende Tal des Alinczabaches, das eigentlich kein beständiges Wasser führt. Seine Quellen entspringen ebenfalls zwischen den Schotter- und Lösshügeln von Szentgál und Herend, verschwinden aber bei Einmündendung in das Mészvölgy, wo sie von dem zerklüfteten Dolomit verschluckt werden. In das tief eingeschnittene schluchtartige Tal des Alinczabaches mündet das sog. Borhordó-út, welches vom N-Ausläufer des Felsőnedveshegy herabzieht, ferner die zwischen den Beczekő und den Mecsehegy eingeklemmte Schlucht Csákszegi csapás, endlich das von der Lehne des Mögsegg herabziehende Disznóút und das vom Apróbercztető herabkommende Alinczacsapás. In das Sédtal selbst mündet das am nördlichen Fusse dahinziehende Répavölgy und seine Fortsetzung im Füzescsapás. Scheinbar sind dies lauter wasserleitende Wege, und doch erhält der Sédfluss aus dem von ihnen durchzogenen etwa 45 km^2 grossen Gebiete keinen einzigen beständigen Wasserlauf.

Jedoch auch die südlichen, gegen Nagyvázsony abfallenden Lehnen des Berggebietes von Szentgál sind nicht wasserreicher. Auch hier findet man bloss im dem auf unser Gebiet fallenden Teile eine Strecke von 45—50 km^2, auf welcher es keine einzige namhafte Quelle gibt.

Vergebens versuchte man dieser Wassernot durch Brunnengrabungen abzuhelfen. Die Brunnen mussten zumeist in Dolomit abgeteuft werden die Arbeit überall als aussichtslos eingestellt wurde, da in einer Tiefe von 20—25 m nicht einmal durchnässtes Gestein angeteuft war. Nur wo das Niederschlagswasser durch die mergeligen Kössener Schichten aufgefangen wird, finden sich einzelne Brunnen. Ein solcher ist der Brunnen der Baglyakőpuszta und der Köveskút; doch auch der letztere ist bereits so arm an Wasser, dass er nicht einmal zum Tränken des Viehs ständig genügt. Im unteren Teile des Bujtatales werden um teueres Geld mit Zement bekleidete Zisternen gegraben, um das Regenwasser zu sammeln, damit der Ackerbau, welcher Hand in Hand mit den vielen Waldrodungen allmählich grössere Dimensionen annimmt, nicht ins Stocken gerate. Auch die Viehzucht leidet unter der Wassernot sehr viel. Es ist vorauszusehen, dass das Übel mit dem weiteren Ausroden der Wälder nur noch anwachsen wird.

Bei der Ortschaft Bánd wendet sich der Sédfluss gegen E, dann aber von Márkó bis Veszprém fliesst er gegen SE; in seinem Verlaufe windet er sich überall um die hoch aufragenden Dolomitberge.

Dieser Abschnitt des Flusstales ist insofern interessant, weil die linke und rechte Talseite durchaus verschieden gestaltet sind. Rechts wird der Fluss nämlich nahezu ohne Unterbrechung von den wandartigen Abhängen der 200 m

hohen Dolomitberge begleitet, und über den Csatárhegy hinaus gegen E erfährt das Bild nur insofern eine Änderung, als es auf dem steilwandigen Plateau keine Gipfel mehr gibt. Dem gegenüber ist der linke Talabhang, obschon er ebenfalls kurz ist, beinahe durchwegs sanft, und bis Márkó sind auch die höchsten Punkte mindestens um 100 m niedriger als die gegenüberliegenden Dolomitgipfel.

Auf der linken Seite tritt der Dolomituntergrund längs des Ufers unter Löss zutage, welcher den tiefen Fluss hier in Form von typischen Dünen begleitet. Es ist dies kein zusammengeschwemmter, sondern ein zusammengewehter Löss, also genau dasselbe Bild, welches man unter ähnlichen Verhältnissen bei Schneeverwehungen wahrnimmt. Die gleiche Erscheinung beobachtet man auch in jenen Seitentälern des Sédflusses, welche E—W-lich verlaufen. Die Lössdünen befinden sich stets auf den S-lichen, im Lee der vorherrschenden Winde befindlichen Lehnen, da die vorherrschenden starken Winde im Bakony von Norden kommen. In dieser Beziehung ist besonders das Mészvölgy bei Szentgál und dessen Fortsetzung, das Tal Tiszaalja oder Alincza, dann das Répavölgy, ferner der untere Abschnitt des Tekeresvölgy, welches das Plateau von Veszprém vom Berggebiet von Szentgál trennt, sehr charakteristisch ausgebildet. Längs des Sédflusses findet man die Lössdünen überall vor, mit Ausnahme des sumpfigen Miklád und der Wiesen am Sédflusse bei Kádárta, wo die Dünen am N-Rande der Ebenen ausgebildet sind. Hieraus folgt, dass sowohl das Haupttal, als auch die E—W-lichen Abschnitte der Nebentäler asymmetrisch sind. Bei der Talbildung wirkten — besonders beim Haupttale — hier vornehmlich neben den Dislokationen längs der Bruchlinien, die Luft und das Wasser mit. Die Asymmetrie des Haupttales tritt am schönsten in dem Abschnitte zwischen Jutas und Hajmáskér vor Augen.

Bei Veszprém wendet sich der Sédfluss in einer S-förmigen Schleife plötzlich gegen N und hält diese Richtung bis Jutas inne, wobei er einem Querbruch folgt, der die Schichten von Veszprém durchschneidet und diese um einen geringen Betrag gegen einander verschoben hat. Bei Jutas verlässt der Fluss den steilen Rand des Plateaus von Veszprém, und wendet sich in einem gegen S offenen Bogen über die Wiesen von Miklád bis Kádárta. Jenseits der Ortschaft kehrt er jedoch alsbald zu den steilen Wänden des Plateaus zurück, denen er bis Hajmáskér folgt.

Bei Hajmáskér verlässt der Sédfluss seine bisher verfolgte NE-liche Richtung und damit zugleich auch jenes Längstal, welches den ganzen, im weiteren Sinne genommenen Bakony in eine N-liche und S-liche Hälfte teilt. Der Lauf wendet sich hier in einen rechten Winkel plötzlich gegen SE und tritt in jene Querspalte ein, welche sowohl den Längsbruch von Veszprém, als auch jenen von Litér, von Vilonya bis Hajmáskér kreuzt. Die heutige Breite dieses Querbruches, wodurch derselbe zur Aufnahme der Eisenbahntrace zwischen dem Bakonyer Sédtale und dem Mezőföld geeignet war, ist der Erosion des Schédflusses zuzuschreiben. Bei Vilonya verlässt der Fluss in 150 m Seehöhe das Bakonygebirge, bezw. das Balatongebirge. Die Länge seines Laufes im Bakonygebirge beträgt 46 km. Die Quelle liegt 460 m hoch und sein Gefälle beträgt bis Veszprém 238 m, von Veszprém bis Vilonya 72 m, zusammen 310 m, d. h. auf jede 100 m entfallen durchschnittlich 0·67 m.

Die Nebentäler des Sédflusses sind im allgemeinen von gleichem Charakter. Fast alle sind steilwandige, erodierte Schluchten, ihre allgemeine Richtung trägt die innere Struktur des Gebirges zur Schau. Die rechtsseitigen sind in das Dolomitplateau

von Veszprém eingeschnitten, was durch den Umstand, dass dieser Teil des Gebirges von zahlreichen Querbrüchen durchschnitten wird, nur noch erleichtert wurde.

Der Wasserarmut der Nebentäler des Sédflusses wurde bereits gedacht. Das längste darunter ist das im Berggebiete von Szentgál dahinziehende Mészvölgy (11 km), das bei dem abflusslosen Becken nächst Zsófiapuszta unterhalb des Kabhegy beginnt; deshalb führt es kein beständiges Wasser. Ein gleiches Tal ist auch das Tekeresvölgy, welches unterhalb der Ortschaft Faész beginnt und gegen NW zieht, dann aber nach mehrfachen Windungen gegen E läuft. An seinem oberen Ende entspringen dem mergeligen, kalkigen Boden mehrere Quellen, doch wird ihr Wasser von dem Dolomit, der die Mergel im N begleitet, alsbald verschluckt. Auch nächst der Mündung finden sich mehrere reiche Quellen, deren Wasser zu der nahen Csatármühle geleitet wird, um das Wasser des Sédflusses zu bereichern.

Im allgemeinen entspringt all jenes Wasser, das der Sédfluss rechts aufnimmt, auf dem Plateau von Veszprém, welches unter anderen auch von mergeligen, kalkigen und sandigen Gesteinen aufgebaut wird. Unterhalb des Tekeresvölgy finden sich auch im Bette des Sédflusses selbst, bezw. auf dem schmalen Anschwemmungsgebiete desselben mehrere, wenn auch weniger bedeutende Quellen, so z. B. im toten Arm des Sédflusses bei Csatár. Jedoch schon bei der Kisküti-Csárda entspringen ziemlich reiche Quellen. Ehemals erhielt der Fluss aus diesen Quellen, sowie aus solchen im Fejesvölgy in der Nähe der Stadt viel Wasser, die pro Sekunde 17—18 l lieferten; jetzt wird das Wasser jedoch der städtischen Wasserleitung zugeführt. Auch neben der städtischen Mühle gegenüber der Kisküti-csárda quillt das Wasser hervor, u. zw. am Fusse der steilen Dolomitlehne, was unzweifelhaft auf die Nähe von mergeligen Gesteinen hinweist. Unter ähnlichem Umständen entspringen auch die Quellen des Fejesvölgy, sowie die auf städtischen Gebiete befindlichen, früher als Brunnen ausgetieften Quellen: Sintérkút, Úrkút, Komakút, Völgyikút, dann jene im Aranyosvölgy gegen Jutas zu.

Über Veszprém hinaus bis Kádárta und Hajmáskér, ja noch weiter, brechen an der breiten Dolomitzone ebenfalls zahlreiche kleinere Quellen hervor. Fast alle steigen an Querbrüchen empor, also dort, wo die unter dem bröckeligen Dolomit lagernden wasserführenden Schichten näher der Oberfläche liegen.

Viel reichere Quellen findet man jedoch bei Kádárta selbst. Diese sind so reich, dass sie unweit ihres Ursprunges bereits Mühlen treiben. Sie steigen ebenfalls unter den Dolomiten empor. Eine brauchbare Quelle findet sich noch bei der Geleméri-Puszta, sowie ostwärts davon bei dem Wegräumerhause. Eine sehr gute Quelle gibt es an der Landstrasse zwischen Cselemér und Szentistván, am Fusse des sog. Disznódomb. Diese quillt aus Werfener Schiefern hervor und fliesst in südöstlicher Richtung dem Bache von Litér zu, welcher in den Sédfluss mündet. Ausser den aufgezählten gibt es noch bei Hajmáskér und Sóly kleinere Quellen.

Die linke Seite des Sédflusses steht in hydrographischer Beziehung in scharfem Gegensatz zu dem Plateau von Veszprém. Dieses Gebiet erscheint nach der Karte zu urteilen als ein grosses Wassersammelgebiet, welches gegen SE, also gegen das Bett des Sédflusses abfällt. Wenn man jedoch an Hand der Karte Wasser auf dem Gebiete suchen wollte, so würde man sich sehr täuschen; denn diese öde, nahezu 400 km^2 grosse Dolomitfläche verschluckt jeden Tropfen des Niederschlags-

wassers, ohne davon etwas der Vegetation abzugeben. Das wenige Wasser, das sich auf diesem Gebiete findet, sickert unter den jüngeren Gesteinen hervor, welche auf den Höhen des N-lichen Randgebirges lagern. Reiche Quellen finden sich auf unserem Gebiete am linken Ufer des Sédflusses nur innerhalb der bereits erwähnten Neogensedimente von Herend. Eine solche ist der Csaplerkipatak, der aus Schotter hervorbricht, ferner der am Fusse des Kisbükk hervorquellende, gegen SE fliessende Márkóicsermely. Ausser diesen gibt es auf dem ganzen Gebiete von Jutas bis zum Papodhegy, von Hajmáskér bis Márkó auf einer Strecke von 20 km keinen Tropfen Wasser. Man kann sämtliche Wälder, Auen, Berge, Täler durchstreifen, ohne seinen Durst mit einem Tropfen Wasser löschen zu können. Das hiesige Hirtenvolk, die Waldheger, Köhler, Holzhauer bewahren ihr Wasser in irdenen Krügen, an schattigen Stellen vergraben oft wochenlang auf. Es ist kein Wunder, dass die Waldungen dieses Landstriches auch vom Wilde gemieden werden. Bloss am Fusse der Lehne besitzt die Ortschaft Rátót, welche bereits am Sédflusse selbst liegt, eine ganz schwache Quelle.

Die an der langen Lehne entwickelten Täler führen in ihrem oberen Abschnitte ebenfalls von steilen Wänden begleitete, tiefe Wasserrisse. In ihrem unteren Teile hingegen, der bereits auf abgesunkener Fläche liegt, gleichen sie wirklichen Wadis, und es müssen schon ausgiebige Wolkenbrüche nedergehen, wenn das Wasser den Tälern entlang den Sédfluss erreichen soll. Hier sind die tektonischen Talungen schon viel seltener, aber wenn es auch solche gibt, so blieb der Bruch doch nur auf den Dolomit beschränkt, so dass eine solche Rupture nur dort nachgewiesen werden kann, wo der Bruch zugleich von einer Schichtenstauchung begleitet wird. Lediglich die Gegend längs des Sédflusses zwischen Rátót und Jutaspuszta, das bereits öfters erwähnte Miklód ist wasserreich. Wo diese sumpfige, bültige Wiese an den N-lichen Dolomitrand angrenzt, folgt Quelle an Quelle, was auf dieselbe Art zu erklären sein dürfte, wie das Hervorbrechen der Quellwasser um Veszprém, nämlich damit, dass die wasserführenden mergeligen Schichten auch hier nahe zur Oberfläche gelangten. Dieses quellenreiche Gebiet ist das einzige, das hier dem Menschen bereits im Altertum zur Ansiedelung geeignet erschien, fanden sich doch an dieser Stelle Reste einer grösseren römischen Kolonie.

Die tiefen Täler zerschneiden den N-Rand der Fläche. Einige durchsinken auch den Kamm des Randgebirges tief, besonders jene, längs deren am Rande tektonische Störungen wahrzunehmen sind, weshalb die Wurzeln dieser Täler bereits zum Plateau von Zircz aufwärts dringen.

Bedeutender sind die Täler Csapberkivölgy (8·5 km), Kisbükkalja (7·5 km), Slézingerárok (10 km), Esztergálvölgy, in dessen doppelter Wurzel die aus dem Hangenden des Kaprotinenkalkes quellenden Wasser des Hármasforrás gegen Gyertyánkút rieseln, dann das hinter dem Papodhegy, also schon vom Plateau von Zircz herabziehende Tal Répavölgy (13 km) und der sich mit diesem vereinigende Graben Gyökeresárok (12 km), welcher jenseits vom Lókút entspringt und ebenso wie sein westlicher Nachbar alle vier Systeme des Bakony durchquert. Weiter folgt das von Eplény niederführende Határvölgy, jenes Hauptverkehrstal zwischen dem Plateau von Zircz und dem von Veszprém. Durch diesen Einschnitt führt die Eisenbahnlinie Győr—Veszprém und hier ist das Gegenstück zur bekanntesten Schlucht des Bakony, dem Czuhatale. Schliesslich sei das Aszóvölgy erwähnt, das die östliche Grenze

des Aunahmsebietes bezeichnet und das der Hauptsache nach im Malomrét in die Gegend zwischen Olaszfalu und Zircz wurzelt.

In hydrographischer Beziehung verleihen dem Gebiete auch die abflusslosen Becken Interesse. Die meisten verbleiben im Bereiche des Hauptdolomits, nur jenes von Zsófiapuszta greift auf jüngere Bildungen über. Seine Ausdehnung beträgt hier 8 km². Noch grösser (9 km²) ist das E-lich von der Kövesgyüripuszta gelegene Dolomitbecken, das sogenannte Dobra, in welchem sich auch mehrere Dolinen befinden Erwähnt sei die bei der Cserhalompuszta nächst Szentkirályszabadja ebenfalls im Hauptdolomit befindliche 5 km² grosse abflusslose Mulde, das sogenannte Kaszavölgy, das allerdings ganz von Löss ausgefüllt ist.

Kleinere abflusslose Becken und Sauglöcher kommen verstreut am ganzen Dolomitplateau vor, ja an einer Stelle am Fusse des Bérhegy bei Tés findet sich sogar ein kurzer unterirdischer Bach, welcher den Karstcharakter des Plateaus noch stärker hervorhebt.

III. STRATIGRAPHISCHE BESCHREIBUNG.

In dem ersten Abschnitt dieser Arbeit wurden jene Ablagerungen der Trias aufgezählt, die von J. v. Böckh im Balatongebirge unterschieden und mit den damals bekannten Triasgliedern verglichen wurden. Alle diese Bildungen kommen auch auf meinem Aufnahmsgebiete vor. Wegen ihres mosaikartigen Auftretens erscheint es mir am zweckmässigsten, meine Beobachtungen, darüber soweit es möglich ist, in orotektonischen Einheiten gegliedert mitzuteilen.

Auf Grund der beiliegenden geologischen Karte soll von E gegen W folgende Einteilung befolgt werden:

1. Das Gebiet E-lich vom Querbruche von Sóly.
2. Die Zone von Sóly—Szentkirályszabadja.
3. Die Zone von Hajmáskér—Kádárta.
4. Die Cserhalompuszta bei Szentkirályszabadja.
5. Der Alsó- oder Füredierdő bei Veszprém und die angrenzenden Riede von Vámos.
6. Vámos, Gyűrtető.
7. Veszprém.
8. Der Bakony in der Umgebung von Veszprém.

1. Das Gebiet E-lich vom Querbruche von Sóly.

Die ältesten Triasablagerungen unseres Gebietes treten am Bruche von Litér zutage, dort, wo der Querbruch von Pét der ungarischen Westbahn den Weg in das Balatongebirge öffnet. Diese bedeutende tektonische Linie tritt aus dem Durchbruche von Pét, etwa 600 m SE-lich von der Mühle Kékerűtói heraus, überschreitet in SW-licher Richtung die W-Lehnen des Pétihegy, durchschneidet alsdann den Szentmihályhegy und den nördlichen Fuss des Sukoróhegy bei Vilonya und verschwindet schliesslich bei Sóly unter dem Inundationsgebiete des Sédflusses. Ihre Richtung ist schon von weitem wahrzunehmen, da der aufgebrochene untertriadische Plattenkalk überall als steile Wand über der schwach welligen Dolomitfläche der Umgebung emporragt.

Im Durchbruche von Pét selbst befinden sich im Hangenden dieses Kalksteines die Gesteine der anisischen und ladinischen Stufe (Werfener Schichten und Muschelkalk). Gegen das Liegende dehnt sich jenseits des Bruches von Litér eine breite

Zone des Hauptdolomites aus, in welchen sich das neogene Becken des Waldes von Peremarton einsenkt. In dem Verwitterungsprodukte des Gesteines dieses Beckens sind viele wohlerhaltene Fossilien zu sammeln, besonders an der N-Ecke des Waldes. Der Dolomit wird auf der Karte der ung. geologischen Reichsanstalt im Masstabe 1 : 144,000 als Hauptdolomit bezeichnet. Auch ich selbst fand darin auf den kleinen Kuppen SW-lich vom Walde von Peremarton Megaloden- und Gasteropodensteinkerne, ja im Durchbruche von Sóly finden sich dort, wo die Eisenbahn den SW-lichen Fuss des Sukoróhegy durchschneidet, in der sonst recht fossilarmen Masse des Dolomites ganze Megalodenbänke.

Der Plattenkalk im Durchbruche von Pét ist zugleich das älteste am Bruche von Litér zutage tretende Gestein. Nur wo sich die aufgebrochene Gruppe zwischen Litér und Vilonya aufwölbt, finden sich noch ältere Gesteine. Der Plattenkalk ist wie überall im Balatongebirge, so auch hier vorzüglich geschichtet. Seine auffallend gefalteten Sedimente sind verschieden mächtig, doch spalten sie leicht und sondern sich in diesem Falle in halbfingerdicke, ja sogar noch dünnere Platten. Zumeist sind die Plattenkalke dunkelgrau, es gibt jedoch auch gelbe, rostbraune, ja sogar blass rosafarbene Abarten. Die Oberfläche der einzelnen Platten erscheint zumeist von einer Mergelhülle überzogen, in welche die aus den Platten hervorstehenden wurmförmigen Unebenheiten eingebettet sind. Das Gesteinsmaterial ist übrigens ein ziemlich dichter und stets bituminöser Kalk. Der Plattenkalk ist infolge dieser charakteristischen und beständigen Eigenschaften eines der am leichtesten kenntlichen Gesteine des Gebietes.

Fossilien sind nicht selten, doch sind sie zumeist so schlecht erhalten, dass ihre Bestimmung schwierig ist. Einige Fossilien waren schon früher bekannt, doch wurde dieser Kalk damals von der Werfener Gruppe noch getrennt gehalten. RICHTHOFEN [1] jedoch und nach ihm HAUER zählten den Kalkstein schon ursprünglich zu den Werfener Schiefern, was neuerdings auf Grund unserer Funde im Bakony auch durch FRECH bekräftigt wurde.[2] Fossilien, die bei der Altersbestimmung ausschlaggebend sind, gelangten auf meinem Gebiete nicht zutage. Jedoch schon auf dem benachbarten Berekhegy sind *Natiria costata* WISSM., *Gervilleia modiola* FRECH nichts Seltenes.

Die im Durchbruche von Pét noch einheitliche Zone des Plattenkalkes teilt sich auf unserem Gebiete, in zwei Hauptzweige, nämlich bei der höchsten der Dolomitkuppen (191 m), die den Wald von Peremarton in NW umsäumen, nächst einer kleinen alluvialen Mulde bei dem sog. Wunderbaum von Peremarton. Weiter gegen Öskü zu aber, kaum einige 100 m SSE-lich von der Ortschaft folgt noch ein dritter Nebenzweig. Die beiden S-licheren Hauptzweige bilden die beiden Antiklinalen der Wölbung, die sich aus dem Bruche von Litér erhebt, während der dritte Zweig aus der N-lichen Antiklinale dieser Wölbung durch eine Verwerfung zutage gelangte, und zugleich den E-lichsten Punkt bezeichnet, wo am Bruche von Veszprém noch Triasglieder zutage treten, die älter als der Hauptdolomit sind.

Indem wir uns eine ausführlichere Beschreibung dieses Nebenzweiges für später aufbewahren, wollen wir vorerst die beiden Antiklinalen der Wölbung von Litér,

[1] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1859. S. 83.

[2] FRECH: Neue Zweischaler und Brachiopoden. S. 6, 10; Resultate d. wiss. Erforschung des Balatonsees. I. 1. Paleont. Anhang. — Ferner FRECH: Nachträge z. d. Ceph. u. Zweischalern d. Bakonyer Trias. S. 10.

bezw. die am Aufbau derselben beteiligten beiden Hauptzüge des Plattenkalkes verfolgen.

Der N-liche Zug ist der breitere. Er führt über den Wald von Ják auf den Őrhegy bei Sóly und wird über diesen hinaus durch den Querbruch von Sóly abgeschnitten. Der S-liche Zug bildet ein gegen SW verlaufendes schmales Band. Dieser kleine Abschnitt des Aufbruches ist recht eigenartig. Der Dolomit des Szentmihályhegy tritt nämlich in Form eines schanzenartigen Zuges auf und dieser durchschnittlich 238 m hohe und 0·5 km lange Wald wird von einer ganzen Reihe von kleinen Dolomithügeln gekrönt. Der höchste der Hügel hat 240 m Seehöhe. Von dem letzten Hügel im W geniesst man eine prächtige Aussicht auf den Balatonsee und das Balatongebirge. Das Abrasionsplateau von Veszprém dürfte wohl von nirgends ein so anziehendes und lehrreiches Gesamtbild darbieten, als eben von diesem Punkte. Die Schichten des Plattenkalkes ragen in Form von steil aufgerichteten Plattengruppen unterhalb des Dolomits hervor, u. zw. ganz nahe am Fusse des Hügels.

Bisher bildet der Gebirgszug einen sanften, gegen NW geöffneten Bogen. Am W-Ende des Dolomitwalles ist dieser Kalksteinbogen jedoch mit einem Male ellenbogenförmig gebrochen und zieht in SW-licher Richtung zum Fusse des Szentmihályhegy, wo er unter Löss verschwindet. Seine Fortsetzung liegt in der steilen NW-Lehne des gegenüberliegenden Sukoróhegy bei Vilonya, von wo er sich dann ununterbrochen bis zu jenem Punkte verfolgen lässt, wo die Strasse Sóly—Vilonya den Fuss des Berges erreicht. Zwischen diese beiden divergierenden Schenkel des Plattenkalkes fügen sich in Form eines gegen NE gerichteten Keiles noch tiefere Schichten der Werfener Gruppe ein.

Die Tektonik des Gebirges ist also auf eine gegen SE abgebogene, nachträglich abgetragene Synklinale zurückzuführen, welche an dem Bruche von Litér unter dem Dolomit zutage tritt. (Vergl. Profil XIII, auf Taf I, Fig. 8.)

Wenn man vom Sukoróhegy in NW-licher Richtung absteigt und die an der Berglehne zutage tretenden Schichtenköpfe des Plattenkalkes überschreitet, so trifft man zuerst einen schmutziggrauen Dolomit, dann gelblichgraue Kalkschiefer, schliesslich ein weites Lössbecken an, jenseits desselben die erwähnten Bildungen neuerdings, jedoch in umgekehrter Reihenfolge zutage treten. Diese Erscheinung ist die Folge der an dem Bruche von Litér erfolgten Schichtenüberkippung. In unserem Profil sind der graulichgelbe Kalkschiefer, der Dolomit und der Plattenkalk Vertreter der oberen Kampiler Gruppe der Werfener Schiefer.

Am NW-Rande des beackerten Lössbeckens erhebt sich der Őrhegy bei Sóly, an der NE-Ecke desselben aber der Wald von Ják; über diese streicht die N-liche Antiklinale der am Bruche von Litér zutage tretenden Werfener Gruppe.

Sobald man dieses Gestein gegen das Hangende verlässt, gelangt man auf ein Gebiet, das unsere Aufmerksamkeit durch seinen geologischen Bau im vollen Masse fesselt. Vor allem nimmt man wahr, dass hier auch die jüngeren Glieder der Antiklinale von Sukoró zutage treten, jedoch in so eigenartiger Lagerung und unter so eigentümlichen Verhältnissen, dass man sich erst nach langer und aufmerksamer Beobachtung zurecht findet. Auf den verlassenen, gegen SW streichenden Plattenkalk folgt nämlich überall Dolomit, dessen Schichten mit dem Plattenkalke überall, wo das Fallen zu messen ist, vollständig konkordant sind. Dasselbe Verhältnis lässt sich zumeist auch zwischen dem Dolomit und den im Hangenden desselben befindlichen

jüngeren (anisischen und ladinischen) Bildungen beobachten. Dass dieser Dolomit also mit dem Megyehegyer Dolomit ident ist, erscheint unzweifelhaft. Die im Hangenden befindlichen jüngeren Bildungen treten uns jedoch nicht wie der Dolomit in einer einheitlichen Zone, sondern in zerrissenen Schollen entgegen. Eine solche Scholle liegt auf der Höhe des Őrhegy bei Sóly, eine zweite am NE-lichen Fusse des Berges, eine dritte auf der Kuppe Jáksoma, eine vierte schliesslich zwischen den beiden letzteren. Diese Erscheinung, d. h. das Auftreten der karnischen Ablagerungen in isolierten Schollen wurde früher durch eine der Bildung des Hauptdolomits vorangehende Denudation und durch die Transgression des Hauptdolomits erklärt; doch mag die Tektonik des Gebirges, nach meiner Auffassung durch eine Denudation, welche nach den der Ablagerung des Dolomits folgenden Gebirgsbewegungen eintrat, eine bessere Erklärung bieten. (Vergl. die Profile XIII und XIV.) Diese Erscheinung zeigt sich übrigens noch ausgeprägter auf anderen Stellen des Plateaus von Veszprém, mit der wir uns später noch eingehender befassen wollen.

N-lich von den Schollen, die unter der wie es scheint allgemeinen Dolomitdecke zutage treten, findet sich wieder der Plattenkalk an der Oberfläche, welcher natürlich nur an einer neuerlichen Verwerfung zutage treten konnte. Diese Gesteinszone ist hier viel schmäler als gewöhnlich, hie und da, so z. B. an der E-lichen Wand des Querbruches von Sóly, bildet sie sogar lediglich ein 1—2 m breites Band. Von hier zieht sie zwischen dem Őrhegy und dem Tóhegy bei Hajmáskér in NE-licher Richtung gegen Jáksoma, dann aber verschmilzt sie, die Fläche von Öskü betretend mit der aus dem Bruche von Litér heraustretenden Antiklinale. Diese Kalksteinzone bezeichnet also den Verlauf des aus dem Bruche von Litér abzweigenden Bruches von Veszprém zwischen Sóly und Öskü.

In unserem Profil weist der Megyehegyer Dolomit zwischen dem Őrhegy und dem Tóhegy eine schwache Synklinale auf, die die Erhaltung der Kuppen noch erklärlicher macht.

Wir wollen nun diese Kuppen einzeln untersuchen.

Die östlichste ist jene von Jáksoma. Ihre Schichten reihen sich in etwas gegen NW geneigten Bogen übereinander. Die unteren bestehen aus dem Megyehegyer Dolomit, welcher an dem Bruche von Litér zutage tritt. Die höheren sind verschiedenfarbige Kalksteinbänke, die im NE an die Plattenkalke grenzen, entlang denen die von Veszprém kommenden Brüche zutage gehen. Die ganze Kuppe ist also ein von zwei Seiten abgeschnittener Horst.

Über den petrographischen Charakter des hier auftretenden Megyehegyer Dolomits lässt sich nicht viel sagen, da mir keine sicher kenntliche und beständige petrographische Eigenschaft desselben bekannt ist. Er ist grau, im ganzen genommen vielleicht dunkler als der in der Nähe vorkommende Hauptdolomit oder der schmutziggraue Werfener Dolomit des Bruches von Litér. Die Verwitterungsflächen sind jedoch stets schneeweiss. Für seinen organogenen Ursprung sprechen häufige röhrenförmige Auswitterungen an seiner Oberfläche, wohl Gyroporellenreste. In solcher Ausbildung tritt uns der Dolomit überall auf dem ganzen Gebiete entgegen. Die Kuppe Jáksoma besteht übrigens vornehmlich aus roten und grauen Bänken des Tridentinuskalkes. Im Liegenden des Gesteins findet sich jedoch — obwohl nur in einem schmalen Streifen — auch ein anderes Gestein. Unter diesem folgen dann konkordant bereits die Schichten des Megyehegyer Dolomits.

Das Material der oberen Schicht des tieferen Kalksteinstreifens ist gelblichgrün,

etwas kavernös, während die tiefere Schicht violett, ja sogar rotbraun ist, dabei leicht zur Verwitterung neigt und eine feinkörnige Struktur aufweist.

Die grünliche in unmittelbarer Nachbarschaft des Tridentinuskalkes auftretende Abart muss schon wegen ihrer Lage und ihrer Farbe als Vertreter des Reitzi-Horizontes betrachtet werden, weshalb ich auch das daraus gesammelte Material mit dieser Bezeichnung an Herrn Bittner zwecks Bestimmung absendete. Bittner fand in diesem Material ausschliesslich solche Brachiopodenarten, welche im Bakony bisher bloss aus der anisischen Stufe herstammen, wie

Rhynchonella trinodosi Bittn.
Spiriferina (*Mentzelia*) *Köveskalliensis* Böckh und
Spirigera trigonella Schloth.

Neuerdings fand ich auch an anderen Punkten ein dem vorherigen ähnliches Gestein, in welchem die vorerwähnten Muschelkalkbrachiopoden ebenfalls vorkommen. Ja bei Kádárta sammelte ich aus diesem grünen Gestein nebst *Spirigera trigonella* in der Gesellschaft von *Protrachyceras Reitzi* selbst *Spiriferina* (*Mentzelia*) *Mentzelii* Dkr. sp.[1]

Ausser den erwähnten Muschelkalkbrachiopoden fanden sich in dem grünen Gesteine des Reitzi-Horizontes am Jáksoma auch zwei Cephalopodenfragmente (*Hungarites* sp. ind. und *Ptychites* sp. ind.).

Bittner stützte sich also auf die erwähnten Brachiopodenfunde, als er behauptete, dass die Muschelkalktypen unverändert oder fast unverändert in den *Protrachyceras Reitzi*-Horizont übergehen,[2] mit welchem Horizont übrigens auch Böckh den Muschelkalk (im älteren Sinne) des Bakony abschloss. Diese Ansicht wird auch durch die gefundenen Cephalopodenreste gestützt.

Wie erwähnt, kommt unter dem grünen Gestein des Jáksoma noch ein gelblicher oder rotbrauner, zuweilen ins Violette spielender Kalkstein vor. Dieses Gestein kenne ich nicht nur von hier, sondern auch vom ganzen E-lichen Teile meines Gebietes, allenthalben da, wo die höheren Ablagerungen der anisischen Stufe auftreten. Wie überall, so führt dieser Kalkstein auch auf dem Jáksoma Fossilien, doch sind die Reste durchwegs nur schlecht erhaltene Bruchstücke, weshalb ich mich mit diesem Horizonte nicht näher befassen will, und nur so viel bemerke, dass derselbe ein Vertreter der Trinodosuszone des Bakonyer Muschelkalkes ist.

Auf den roten Tridentinuskalk des Jáksoma folgen hellere, mergeligere, graue und grünliche knollige Kalke, welche, wie gezeigt werden soll, noch zum Tridentinuskalk zu stellen sind.

Die zweite Kuppe, die ebenfalls dem Megyehegyer Dolomit aufsitzt, und welche von der Denudation allseitig angegriffen wurde, sodass sie ganz isoliert dasteht, erhebt sich etwa 300 m SW-lich vom Jáksoma. Bei dieser kleinen Gesteinsruine tritt eine zweite interessante Erscheinung vor Augen. Hier finden sich nämlich bloss einige Schichten der oben erwähnten, hellen oberen Abart des Tridentinuskalkes, die sich in einer kleinen NW-SE verlaufenden Synklinale gegeneinander

---

[1] Das Auftreten dieses letzterwähnten Brachiopoden im Reitzi-Horizonte war übrigens bereits Stürzenbaum bekannt.

[2] Bittner: Triasbrachiopoden aus dem Bakony. S. 58.

neigen. Sowohl der Reitzi-Horizont als auch der Trinodosuskalk, ja sogar der untere, grössere Teil des Tridentinuskalkes scheint zu fehlen. Bei einer aufmerksamen Untersuchung des Liegenden der noch sicheren Tridentinusschichten, zeigt sich, dass die Hauptmasse dieses Horizontes hier als dolomitische Fazies mit reichlicher Hornsteinführung ausgebildet ist. Diese Erscheinung — die übrigens in der Geologie unseres Gebietes von grosser Bedeutung ist — tritt hier, wie noch gezeigt werden soll, durchaus nicht selten auf. Obzwar von hier keine Fossilien vorliegen, erlauben anderweitig gemachte Beobachtungen doch die Annahme, dass hier nicht nur der grösste Teil des Tridentinuskalkes, sondern auch der Muschelkalk im engeren Sinne des Wortes als dolomitische Fazies ausgebildet ist. Zu dieser Annahme berechtigen besonders die Verhältnisse in der Umgebung des Wäldchens bei Sóly, weshalb ich mich mit dieser Erscheinung dort eingehender befassen will.

Der dritte Punkt, wo diese mitteltriadischen Ablagerungen ebenfalls vorkommen, liegt etwa 500 m W-lich von der vorerwähnten kleinen Kuppe. Es fügt sich ihnen hier eine kleine alluviale, etwas schotterige Ebene ein.[1]

Hier lieferte besonders das rotbraune und weisslichgraue Gestein der Trinodosuszone eine reichere und interessante Fauna, u. zw.:

Aviculopecten elegantulus Bittn.
Orthoceras sp. ind.
Pleuronautilus sp. ind.
Longobardites breguzzanus Mojs.
Hungarites Arthaberi Dien.
Balatonites conspicuus Dien.
Ceratites cf. *subnodosus* Mojs.
„ *aviticus* Mojs.
Ceratites cf. *aviticus* Mojs.
„ cf. *lenis* Hau.
„ *ellipticus* Hau.
„ sp. ind.
„ *Lóczyi* Arth.
Ptychites flexuosus Mojs.
„ cf. *acutus* Mojs.
Atractites sp. ind.

Der grösste Teil dieses so fossilreichen Gesteins gelangt aus der erwähnten schotterigen gepflügten Ebene in grossen Blöcken zutage.

In dem angrenzenden Reitzi- und Tridentinuskalke fanden sich keine Fossilien. Ihre Dolomitisierung ist auch hier augenfällig.

Alle drei Gesteine erheben sich dort in einer kleinen, mit Gesträuch bestandenen Kuppe. Nur wenige Meter von dieser Erhebung, jedoch bereits auf der beackerten Ebene befindet sich eine zweite kleine Kuppe, aus welcher der Pflug ein Gestein zutage bringt, das von den bisherigen völlig abweicht. Stellenweise tritt dasselbe auch in grossen Schichtflächen unter dem Boden zutage. Die Platten bestehen aus einem grauen, scharf spaltenden, zuweilen mit Hornsteinbändern durchzogenen Kalkstein; ihre Oberfläche ist über und über mit kleinen, unregelmässigen Auswitterungen bedeckt, unter denen zuweilen wohl auch das Fragment einer Brachiopodenschale oder eines Echinidenstachels wahrzunehmen ist. Die einzelnen Platten geben unter dem Hammer einen klingenden Ton von sich, und wenn man sie von einander abhebt, so zeigt sich zwischen ihnen eine gelbliche mergelige Binde-

[1] Dieser Punkt, welcher der NE-liche Ausläufer des Őrhegy ist, wird von Bittner mit demselben Namen, von Diener als „Hajmáskér Punkt Nr. 18", von Arthaber aber als „Hajmáskér, Őrshegy nördlicher Ausläufer" bezeichnet. (Bittner: Lamellibr. a. d. Trias d. Bakonyer Waldes. S. 94. — Diener Neuere Beobachtungen usw. S. 8. — Arthaber: Neue Funde in den Werfener Schichten und im Muschelkalke d. südl. Bakony usw. S. 10.)

substanz. An der einen Platte fand sich ausser dem erwähnten organischen Trümmerwerk auch ein Daonellen- oder Halobienabdruck, welcher sich jedoch nicht näher bestimmen liess. Dieses Gestein findet sich bereits in der Umgebung von Öskü in weiter Verbreitung, von wo es auf unser Gebiet übergreift und hier besonders am Őrhegy jedoch noch mehr am Berekhegy bei Sóly in wohl ausgebildeten Schichtengruppen auftritt, weshalb es kurz als Berekhegyer Kalkstein bezeichnet werden soll. Die Lagerung der ganzen Gruppe ist hier übrigens nicht klar. Ein-zwei Bänke des Tridentinuskalkes fallen gegen N oder NE ein und bilden mit dem Vorkommnis am nahen Őrhegy eine schwache Antiklinale. Diese flache Antiklinale scheint jedoch an einer nahezu E-W verlaufenden Linie abgebrochen zu sein, an welcher Strecke der S-liche Flügel sogar etwas gegen NW verschoben wurde.[1]

Der vierte Punkt auf unserem Gebiete, wo die dem Megyehegyer Dolomite auflagernden jüngeren Bildungen zu studieren sind, ist der Őrhegy in der Gemarkung von Sóly, welcher ebenso wie die jenseits des Querbruches von Sóly befindlichen Berge Berekhegy und Tűzköveshegy bei meinen Aufsammlungen irrtümlich mit „bei Hajmáskér“ bezeichnet wurde.

Die Schichten des Plattenkalkes an der S-lehne des Őrhegy, welche hier auch gebrochen werden, fallen samt ihrem Hangendgestein, dem Megyehegyer Dolomit unter die Tridentinusbänke am Gipfel des Őrhegy ein. Diese Bänke sind gegen das Liegende hin auch da dolomitisiert, ja man findet sogar reine Dolomitbänke, welche mit den typischen roten Kalksteinschichten des Tridentinuskalkes wechsellagern. Noch weiter unten treten auch die grünlichen Mergel des Reitzi-Kalkes zutage, jedoch ebenfalls zwischen Dolomitschichten. Die Oberfläche der einzelnen Dolomitbänke ist ebenfalls mit einer grünen Mergelkruste überzogen, woraus wohl zu schliessen ist, dass hier auch dieser Horizont als dolomitische Fazies ausgebildet ist. Wahrscheinlich wird dies auch bei dem Trinodosuskalke der Fall sein, obzwar dieser hier auch aus tektonischen Gründen fehlen kann.

Im Hangenden des Tridentinuskalkes folgen die hellen und weniger Hornstein führenden Bänke des Böckhschen Füreder Kalkes, welche dann von den am NE-lichen Ausläufer des Őrhegy angetroffenen klingenden Brachiopodenkalken, den Berekhegyer Kalken überlagert werden. Diese als Bausteine geeigneten Kalke werden hier und vielfach auch anderweitig, besonders aber am Berekhegy bei Sóly gebrochen. Die einzelnen Bänke werden durch eine ziemlich dicke hellgelbliche Mergelkruste aneinander gekittet. An der rauhen Oberfläche der Platten fand ich auch hier nur der Familie Koninckinidae angehörige Brachiopodenfragmente, sowie einen Posidonomyenabdruck. Aus dem mergeligen Bindemittel aber gingen folgende Arten hervor:

Spirigera Wissmanni Mstr. sp.
Daonella cassiana Mojs. und
Gonodus sp. ind. ex. aff. *laticostati* Mstr. sp.

Wenn man das Verhältnis dieses Gesteins zu dem tieferen Füreder Kalk untersucht, so zeigt sich in erster Linie eine unverkennbare petrographische Ähnlich-

[1] Hierauf verweist wenigstens jener Wall von ausgehenden Schichten, welcher den Megyehegyer Dolomit seiner ganzen Breite nach durchzieht, ferner der Umstand, dass der Berekhegyer Kalk, welcher dem Füreder Kalke des Őrhegy auflagert, an den zwischen dem Őrhegy und dem N-lich davon gelegenen Tóhegy dahinziehenden, an dem Bruche von Veszprém zutage tretenden Plattenkalk anstösst.

keit zwischen den beiden Ablagerungen. Beide bestehen nämlich aus grauem, etwas Hornstein führenden Kalke, mit mergeligem Zement zwischen den einzelnen Platten. Eine Abweichung gibt sich vornehmlich in der Struktur kund, indem der Füreder Kalk bänkig, jener vom Berekhegy aber eher schieferig ist; an der Grenze zwischen den beiden Gesteinen verschwindet jedoch auch dieser Unterschied und es zeigt sich, dass der höhere Berekhegyer Schiefer durch Dünnerwerden der Platten und Zunahme des Mergelgehaltes allmählich aus dem Füreder Kalke hervorgeht.

Auch in der Fossilführung gibt sich eine Verwandtschaft kund, indem gleichfalls in der unteren bankigen Gruppe vorwiegend nur Fragmente von Cassianer Brachiopoden vorkommen.

Im Hangenden findet sich noch ein dünner Dolomitstreifen, von dem bereits erwähnt wurde, dass er allenfalls schon Hauptdolomit ist, wenn es andererseits auch nicht ausgeschlossen erscheint, dass dieses Gestein ein Rest des älteren Raibler Dolomits ist.

Was schliesslich die Tektonik des Őrhegy betrifft, so zeigt sich, dass zwischen dem am Gipfel des Őrhegy lagernden Tridentinuskalke, dem Füreder Kalke und den Berekhegyer Kalken einerseits, andererseits aber zwischen dem sie von zwei Seiten umfangenden Megyehegyer Dolomit eine gegen N hin wachsende Diskordanz vorhanden ist. Während nämlich der Megyehegyer Dolomit beständig NE-lich streicht, weist die Hangende, jüngere Gruppe ein NNE-liches, dann N-liches und schliesslich NNW-liches Streichen auf und fällt beständig steiler ein als der Megyehegyer Dolomit. Dies dürfte einerseits auf die im Gefolge des Querbruches von Sóly aufgetretene Schichtenüberschiebung, andererseits aber auf jene Schichtenüberschiebung zurückzuführen sein, welche an dem an der N-Lehne des Őrhegy nachweisbaren Bruche erfolgt sein dürfte (Profil XIII, Linie *c—c*).

Wir wollen uns nun dem Gebiete N-lich von dem Bruche von Veszprém zuwenden.

Nördlich vom Őrhegy bei Sóly erhebt sich der Tóhegy bei Hajmáskér. Zwischen den beiden befindet sich eine kleine Depression, an derem S-Rande der Bruch von Veszprém, d. h. der an dem Bruche emporgehobene Plattenkalk hinzieht. Der Plattenkalk bildet hier einen schmalen, kaum einige Meter breiten Zug. Dasselbe ist auch bei dem hangenden Megyehegyer Dolomit der Fall, der hier fast nur halb so mächtig ist, wie anderwärts.

Auch diese Erscheinungen sind bloss auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Einerseits beruhen sie darauf, dass an dem Bruche von Veszprém nur der oberste Teil des Plattenkalkes zutage tritt, andererseits aber auf den Umstand, dass der oberste Teil des Megyehegyer Dolomits von den darauffolgenden Bildungen schief abgeschnitten ist, bezw. dass diese Bildungen über den Dolomit geschoben sind, wodurch dieser verdeckt wird (Profil XIII auf der beiliegenden Tafel, Linie *a—a*).

Wenn man nun gegen den Gipfel des Tóhegy den Megyehegyer Dolomit verlässt, so findet man alsbald herumliegende Stücke des bekannten rotbraunen körnigen Gesteines der Trinodosuszone, dann aber ein grünliches Verwitterungsprodukt, das auf das Vorhandensein des Reitzi-Horizontes hinweist. Hierauf musste natürlich das typische rote Gestein des Tridentinuskalkes folgen, doch ist dies nicht der Fall. Vorerst findet sich eine 1—2 m mächtige, bänkige Ablagerung und erst dann folgt der sichere Tridentinuskalk. Diese Bildung, die sich auf den bisher besprochenen Punkten nirgends fand, ist in ihrer ganzen Masse ein grauer, von Kalzitadern durch-

zogener Kalkstein, welcher stellenweise zu einer eigenartigen weissen Muschellumachelle wird. Dieses Gestein ist im Zuge des Tridentinuskalkes am Tóhegy überall anzutreffen. Am lockersten ist es am NE-lichen Endpunkte des Zuges, wo das Gestein in Form von grossen Blöcken durch den Pflug zutage gefördert wird. Fossilien sind gerade aus diesen Gesteinsblöcken am leichtesten zu sammeln.

Bittner schied aus dem ihm zugesandten Material zwei Arten aus. Es sind dies die neuen Arten *Myoconcha gregaria* Bittn. und *Avicula insolita* Bittn.[1] Das Gestein besteht stellenweise ausschliesslich aus Anhäufungen der Schalen dieser beiden Formen. Es fand sich zwischen ihnen auch ein kugeliges, jedoch unbrauchbares Cephalopodenfragment. Herr Prof. v. Lóczy teilte mir mit, dass auch bei Dörgicse sowie auf den Bergen Recsek und Nagy-Gellahegy ein hellgraues Gestein vorkommt, das ebenfalls viel Muscheln führt, und welches von Bittner zum Tridentinuskalk gestellt wurde. Ich selbst fand aber noch bei Kádárta ein der Lumachelle von Tóhegy entsprechendes Fragment. Es soll bemerkt werden, dass dieses interessante Gestein auch hier zwischen den typischen Bänken des Tridentinuskalkes oder aber zwischen den letzteren und den hier ebenfalls wohl ausgebildeten Reitzi-Schichten lagert. Schliesslich erwähnt auch Fr. Frech einen schneeweissen Kalkstein, den er mit der Lumachelle des Tóhegy vergleicht. Dieses Gestein stammt vom Nagy-Gellahegy bei Hidegkút.[2]

Der Tóhegy bildet zugleich die NW-liche Ecke unseres Gebietes. Sein Rücken und sein nördlicher langgezogener Rand besteht aus der hier vortrefflich ausgebildeten Gruppe des Tridentinuskalkes. Diese Gruppe zieht vom Durchbruche von Pét als einheitlicher Zug bis hierher. Im Liegenden wird sie von Muschelkalk, im Hangenden aber von Füreder Kalk oder dessen Berekhegyer Abart begleitet. Sie ist überall charakteristisch ausgebildet, so dass sie auf der langen Strecke — von tektonischen Störungen abgesehen — nur selten durch die dolomitische Fazies unterbrochen wird, die jedoch wegen ihrer Hornsteinführung ebenfalls leicht zu erkennen ist. Die Bänke erreichen bisweilen 30—40 cm Mächtigkeit, gewöhnlich sind sie jedoch bloss 10—15 cm mächtig. Ihre Oberfläche ist wegen der vielen knollenförmigen Kalk- und Hornsteinkonkretionen stets wellig. Die Knollen erweisen sich übrigens nicht selten als Cephalopodenreste. Die Kalksubstanz selbst ist rot in mehreren Abtonungen; zumeist ist sie blass fleischrot. In den Zwischenlagen der tieferen Bänke wächst der Mergelgehalt an, und die Farbe ist dann dunkel karminrot. Interessant ist, dass im mittleren Teile dieser Gruppe eine hellgraue, hie und da ins Grünliche stechende mergelige Abart vorkommt, welche anderwärts (z. B. am Jáksoma sowie am Forráshegy bei Felsőörs) als Schlussglied der Gruppe aufzutreten pflegt; am Tóhegy hingegen wird sie noch von einigen roten und grauen Kalkbänken mit Hornstein überlagert und erst hierauf folgt jener graue Kalkstein, welcher nach seiner Lage dem Böckhschen Füreder Kalke entspricht.

Von den hier gesammelten schlechten Cephalopodenresten, welche besonders in der graulichgrünen und mergeligen Abart häufig sind, konnten bloss zwei: *Proarcestes subtridentinus* und *Celtites epolensis* bestimmt werden.

Es muss jedoch hier, wenn auch nur in Kürze, noch einer Ablagerung gedacht werden. Um den Tridentinuskalk herum fanden sich, wenn auch nur sporadisch,

[1] Bittner: Lamellibr. S. 99. (Pal. Anh.)

[2] Frech: Neue Zweischaler. S. 22. (Pal. Anh.)

Stücke eines weisslichgrauen kleinknolligen Mergels, in dem sich winzige Brachiopoden zeigten. Über die Lagerung dieses Mergels konnte ich nichts erfahren. Für die Klärung dieser Frage sind die Verhältnisse am Tóhegy nicht geeignet, doch zeigte sich auch schon hier so viel, dass der Mergel wohl gegen das Hangende des Tridentinuskalkes hin vorkommen dürfte. Im weiteren wird sich diese Annahme bekräftigen und es wird sich auch zeigen, dass nicht nur die relative Lagerung dieses Mergels, sondern auch seine paläontologische Bedeutung die Klärung einer schon seit langem strittigen Frage ermöglicht; ich meine hier den Böckhschen Füreder Kalk, welcher einesteils wegen seiner ärmlichen Fossilführung, andererseits aber aus später darzulegenden Gründen keine bestimmte Stellung in der Triasreihe des Bakony erhalten konnte. Über die Stellung des in Rede stehenden Mergels soll im folgenden Abschnitt verhandelt werden.

2. Die Zone von Sóly—Szentkirályszabadja.

Jenseits des Querbruches von Sóly streicht die auf unser Gebiet entfallende Partie der Spalte von Litér bis Szentkirályszabadja gegen SW und verlässt dann hier das Gebiet. Vom Sédflusse bei Sóly bis zum Romkút bei Szentkirályszabadja wird die Spalte im SE von den steilen Dolomitwänden des Nyerges- und Mogyoróshegy begleitet, während im NW gegen dieselbe sanfte Lösslehnen abfallen. Längs derselben fliesst der Bach von Litér gegen den Sédfluss. Das Tal des Baches drückt den erwähnten Charakter der tektonischen Längstäler im Bakonygebirge im vollen Masse aus. N-lich davon streckt sich nur noch die eine Flanke und die eingebrochene Wölbung der im Profil XIII (Taf. I, Fig. 8) vorgeführten umgekippten Falte aus, u. zw. gegen NW bis zum Bruche von Veszprém, an welchem wie bekannt, wieder der Plattenkalk der unteren Trias zutage tritt. (Vergl. das Profil XV, Taf. I, Fig. 9.) Diese Flanke ist zugleich der am mächtigsten ausgebildete Zug der oberen und mittleren, besonders aber der unteren Trias unseres Gebietes.

Der Querbruch von Sóly schneidet die von Pét gegen W herabziehenden Triasbildungen in einer ungefähr 5 km langen, NW—SE-lich gerichteten Linie ab.

An dieser Bruchlinie erscheint der W-liche Hajmáskérer Flügel von dem E-lichen, jenem von Öskü nicht nur abgerissen, sondern auch gegen NW verschoben. Die Erscheinung, dass die höchste der verschobenen Triaszonen, der Kalk vom Berekhegy mit der tiefsten am Bruche von Hajmáskér zutage tretenden Zone, dem Plattenkalk am SW-lichen Ufer des Sédflusses, oberhalb der Magyarmalom in unmittelbare Nachbarschaft geraten ist, lässt sich — wie schon früher darauf hingewiesen wurde — nur dadurch erklären, dass der Bruch von Veszprém jünger ist als jener von Litér.

Auch Anzeichen anderer Dislokationen finden sich hier, besonders längs des Bruches von Veszprém, die erst später behandelt werden sollen.

Wir wollen nun die einzelnen Triaszonen auch hier einzeln in aufsteigender Reihenfolge betrachten. Der Einfachheit halber sollen zuerst die N-lich vom Bruche von Litér befindlichen Zonen bis zum Bruche von Veszprém beschrieben werden, und erst dann die am Bruche von Veszprém zutage tretenden Triasglieder.

Aus der stellenweise über einen halben Kilometer breiten Lössmulde bringt der Pflug in der Gegend von Litér und des Mangómajor unterhalb der Weingärten von Sóly an mehreren Punkten grobkörnige, rötliche, fossilleere Sandsteine zutage,

welche ihrem Äusseren nach noch als permisch betrachtet werden müssen. Weiter oben gegen den Csererdő bei Litér finden sich auf dem gelben Lössgebiete ebenfalls rötliche Partien, welche jedoch bereits von einem feinkörnigen glimmerigen Sandsteine herrühren, ja am Saume des erwähnten Waldes steht sogar das Gestein selbst an. Es zeigen sich darin schlecht erhaltene Muschelabdrücke (*Pseudomonotis*). Man wird kaum fehlgehen, wenn man dieses Gestein mit dem von BITTNER untersuchten Sandsteine von Hidegkút[1] identifiziert; dass sich dieser Sandstein nämlich von Hidegkút bis hierher erstreckt, wird durch den Umstand angedeutet, dass der Sandstein von Hidegkút nächst dem Romkút (wo die fraglichen Sandsteinplatten des Csererdő in grosser Menge umherliegen) am E-Rande des Kirchhofes von Szabadja, ja sogar im Kirchhofe selbst in den Gräben und Gräbern in grossen Tafeln gewonnen wird. Hier sind auch die organischen Einschlüsse besser erhalten. Bisher sind sechs Arten daraus hervorgegangen, die sich auch im Sandsteine von Hidegkút finden. Es sind dies:

Pseudomonotis hinnitidea BITTN.
Pecten cf. *discites* SCHLOTH.
Gervilleia cf. *pannonica* BITTN.
Myalina cf. *vetusta* BITTN.
Myophoria fallax Seeb. var. subrotunda BITTN.
Myacites Fassaensis WISSM.

Hiervon werden zwei (*Pecten* cfr. *discites* und *Myophoria fallax* SEEB. var. *subrotunda* BITTN.) bereits von BITTNER erwähnt, u. zw. unter Hinweis auf den Sandstein von Hidegkút. (L. c. S 83.)

Ein anstehendes und längs des ganzen Zuges verbreitetes Werfener Glied ist die über dem Sandsteine von Hidegkút folgende mergelige, kalkige Gruppe, ferner das obere Schlussglied der Werfener Gruppe, der Plattenkalk. Die zuerst erwähnte mergelig-kalkige Gruppe findet sich zum ersten Male ebenfalls unterhalb der Weingärten von Sóly, von wo sie sich bis zum Csererdő bei Litér verfolgen lässt, dessen vorherrschendes Gestein sie zugleich bildet. W-lich vom Csererdő erstreckt sie sich auf den parallel mit dem Kamm des Waldes verlaufenden Tormáshát sowie auf den sich vor demselben erhebenden, mit Gestrüpp bestandenen Falubörcze.

Die petrographische Beschaffenheit ist innerhalb dieser Gruppe sehr mannigfaltig. Es gibt darunter viel graue Kalksteinplatten, welche, wenn sie allein vorkommen, wie z. B. am W-lichen Kamme des mittleren Abschnittes des Csererdő, leicht mit gewissen heller grauen Abarten des Plattenkalkes zu verwechseln sind. Dann gibt es eine karminrot gefleckte und gestreifte Abart, in der auch Fossilien nicht selten sind; dann einen graulichgrünen ockergelb getupften Kalkstein ebenfalls mit häufiger Fossilführung, schliesslich findet sich mehrfach ein grauer rostbraun getupfter Kalk, welcher unter dem Humus des Waldes zutage tritt und mit winzigen Gastropoden angefüllt ist (Gastropodenoolith).[2] Die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse dieser in petrographischer Beziehung abweichenden Glieder konnten hier nicht ermittelt werden; denn obzwar sie von Sóly bis zum Bruche von Kádárta-

[1] BITTNER: Lamellibr. a. d. Trias d. Bakony. S. 84. Pal. Anh.

[2] Über dieses Gestein wird im zusammenfassenden geologischen Teil ausführlicher gesprochen werden. LÓCZY.

Szentkirályszabadja auf einer Strecke von fast 6 km zu verfolgen sind, so sind sie doch auf keinem einzigen Punkte genügend aufgeschlossen, um ihre gegenseitige stratigraphische Stellung ermitteln zu können.

Ihre Zone bildet übrigens winzige, jedoch steil abfallende Anhöhen, dachförmig scharfe Kämme und Wälle. Zwischen diese Anhöhen und besonders zwischen den langgezogenen Wälle fügen sich kleine Lössmulden und -becken ein. Im Zusammenhang damit treten längs der Zone mehrere parallele Brüche auf, die jedoch an der Oberfläche meist nur innerhalb der vertikalen Grenzen der in Rede stehenden Schichtengruppe zur Geltung gelangen. Diese Gesteinszone hat mehrere Punkte, wo die Schichten viel Fossilien führen. Einer von ihnen liegt an der Strasse Gelemér-Litér, 1·5 km von der Gelemérpuszta. Wo nämlich die von Gelemér führende Strasse linker Hand den zu Gelemér gehörenden Káptalanivágás (Disznódombivágás) erreicht, zieht sich von S eine längliche Lössfläche gegen die Rodung. Der Löss ist beackert und es kommen unzählige dunkelgelbliche und grauliche, hie und da grünliche, schieferig spaltende mergelige Kalkplatten zutage, an deren Oberfläche die mangelhaften Umrisse von vielen Exemplaren von *Myophoria*, *Myacites*, *Gervilleia*, *Pecten* usw. vor Auge treten. Von hier stammen die von Bittner bestimmten Arten *Myophoria fallax* Seeb., *Pecten* cf. *Alberti* Goldf. und *Pecten* cfr. *Tellini* Tomm. her. Dieses Gestein findet sich auch auf der kleinen bewaldeten Anhöhe etwa 500 m S-lich von der Abzweigung der erwähnten Landstrasse gegen Vilonya, dann auf den Kämmen des Csererdő bei Gelemér (Litér), schliesslich am W. Fusse des mittleren Teiles desselben Waldes. An diesen Punkten führen die Schichten der in Rede stehenden Gruppe die gleiche Fauna. Ihre häufigste Form ist *Myophoria fallax* Seeb. Als Schlussglied der ganzen Gruppe zeigt sich gegen den Werfener Dolomit hin ein mehr hellgelber, mergeliger, Crinoiden führender Kalkstein. Wenigstens traf ich an der Grenze des oben erwähnten Dolomites fast stets zuletzt diese Gesteinsart an.[1]

Der Werfener Dolomit, welcher längs der ganzen Zone ebenfalls auftritt, ist überaus arm an Fossilien. Nur an einer einzigen Stelle, in der N-Ecke des Disznódombivágás fand ich darin einige an Naticellen erinnernde Gastropodensteinkerne.

Im oberen Abschnitt der Werfener Gruppe findet sich zwischen den Bänken des Werfener Dolomits und des Plattenkalkes noch ein Gestein, u. zw. die Böckhsche zellige Rauhwacke (vergl. S. 35, 41, 47, 50). Es ist dies ein weisslicher oder gelblicher poröser, unter dem Hammer zu weissem Staube zerfallender Kalk. Seine Lage lässt sich besonders in dem kleinen Buschwald E-lich von Gelemér sowie beim Romkút oberhalb der Sédquelle ermitteln. Beim Romkút z. B. sind die fraglichen Kalke geschichtet und schieben sich zwischen Werfener Dolomit und den Plattenkalk mit einem Einfallen von 30° gegen NW ein. Im Buschwald von Gelemér aber wechsellagern sie mit mehr oder weniger mächtigen Schichtengruppen des Plattenkalkes. Nach Lóczy gehören diese Kalke nicht in die Werfener Gruppe, sondern

[1] Auf Grund der neuesten Bakonyer Forschungen v. Lóczys und Frechs (Frech: Die Leitfossilien der Werfener Schichten S. 4, 64, Pal. Anh.) muss die ganze Gruppe mit Ausnahme des erwähnten mergeligen Kalkes in das Niveau der mittleren Campiler Schichten der unteren Trias gestellt werden. Der im Liegenden befindliche rote, glimmerige Sandstein, sowie der darauf folgende Gastropodenoolith stellt die untere Campiler Stufe vor, der hangende gelbliche Kalk, der Werfener Dolomit, der Plattenkalk und ein von anderswo bekannter *Myophoria costata, Lingula tenuissima* führender Mergel aber vertritt die obere Campiler Stufe.

sind jüngere Bildungen, und nichts anderes, als Absätze von Quellen, die durch die einzelnen Schichtenfugen hervorgebrochen sind.

Was schliesslich den Plattenkalk des Gebietes betrifft, so tritt dieser auch hier längs der ganzen Zone vortrefflich zutage. Vielfach wird er gebrochen, so z. B. in der Gegend von Sóly. Auch die Ortschaft selbst erhebt sich darauf. Dann wird er ebenso S-lich vom Nadelwald von Sóly, ferner zwischen dem Wegräumerhaus von Gelemér und Gelemérpuszta gewonnen. Auch hier ist er nicht gerade fossilarm, doch sind die Fossilien bis zur Unbrauchbarkeit schlecht. Immerhin ist seine Stellung auf Grund der anderwärts darin vorkommenden Arten *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia modiola* Frech, *Natiria costata* Wissm. sp. usw. keineswegs zweifelhaft.[1]

Es bleibt nun noch übrig, der Seiser Schichten zu gedenken.

Ein Gestein, das auf Seiser Schichten hinweist, fand ich hier in der Umgebung von Litér nicht. Dass jedoch diese nicht fehlen, darauf lenken die Beobachtungen Mojsisovics' und J. v. Böckhs hin. Mojsisovics erwähnt nämlich bei der Beschreibung seines Profils II N-lich von Litér *Pseudomonotis Clarai* führende Schiefer,[2] Böckh aber fand dieses Fossil im Csererdő bei Litér in mehreren Exemplaren.[3]

Von Sóly bis Gelemér ist die Hauptverbreitungsrichtung der Werfener Zone SW-lich. Vor Gelemér bricht diese Richtung in einem stumpfen Winkel ab und wendet sich fast genau gegen S. Die geologische Karte führt deutlich vor Augen, dass diese Erscheinung mit zwei in einem spitzen Winkel aneinander stossenden Brüchen in Zusammenhang steht. Die von diesen Brüchen umfassten Triasglieder wurden vom Hauptzuge zum Teil oder gänzlich abgerissen und in eine N—S-liche Richtung gestellt. Die eine Bruchlinie zieht neben dem Wegräumerhaus bei Gelemér in WNW—ESE-licher Richtung und streicht gegen das Wäldchen von Sóly, bezw. dessen W-liche Ecke. Längs des Bruches erscheint die ganze Gruppe und sogar auch die höhere Obertrias auf kurzer Strecke unterbrochen, bezw. verschoben, demzufolge der Werfener Dolomit hier mit dem Megyehegyer Dolomit in unmittelbare Berührung kommt. Trotzdem lassen sich die beiden verschieden alten und nebeneinander gerutschten Dolomite an dieser Stelle trennen; die obere zellige, kalkige Abart des Werfener Dolomits ist nämlich hier gerade typisch ausgebildet, so dass dieses Gestein von dem dichten Megyehegyer Dolomit des unteren Muschelkalkes scharf absticht.

Eine zweite, bereits bedeutendere Bruchlinie ist der schon öfters erwähnte Bruch von Kádárta—Szabadja, dessen Richtung im grossen Ganzen durch die Fahrstrasse Kádárta—Szabadja bezeichnet wird.

Wenn man nun auf dem von Kádárta nach Szentkirályszabadja führenden Feldwege, der mit der Richtung des Bruches von Kádárta—Szabadja zusammenfällt, von der Puszta Gelemér gegen S schreitet, so erreicht man gegen das Liegende des Plattenkalkes hin neuerdings den oberen Werfener Dolomit. Zur Kenntnis seines Alters ist neben seiner Lagerung zwischen Plattenkalk und Werfener Schiefer noch der Umstand anzuführen, dass die zelligen Abarten, welche in diesem oberen Gliede der Werfener Gruppe in anderen Gebieten vorkommen, auch hier

---

[1] Frech: Neue Zweischaler usw. S. 9 und Neuere Beiträge S. 11—12.

[2] Mojsisovics: Beiträge z. Kenntn. der Cephalopoden usw. S. 98.

[3] Böckh: Südlicher Bakony, I, S. 49.

auftreten. Noch weiter gegen S jenseits des Rekettyéskút führt der Weg zwischen zwei Waldecken hindurch; die E-liche ist ein kleiner Fortsatz des Csererdő von Litér, Nyilasok genannt. Die W-liche Ecke aber ist ein alleinstehender, kaum einige Katastraljoch grosser Wald. Die Umgebung dieser beiden Waldecken ist einer der heikelsten Punkte der geologischen Kartierung. Dort steht der Phantasie ein weites Feld offen, da die auf dem Gebiete bisher verfolgten Dolomite hier mit den von W hierherziehenden jüngeren Dolomiten zusammenstossen. Auf diesem weiten Dolomitfelde fand sich trotz häufigen und gewissenhaften Suchens kein einziges Fossil. Von einem Bruche oder einer Störung ist keine Spur vorhanden, das ganze Gebiet ist eine von kleineren oder grösseren Dolomit- und Kalksteinschollen bedeckte Abrasionsfläche.So blieb nichts anderes übrig, als das Gebiet unter die darauf vorkommenden verschieden alten Dolomite zu verteilen, derart, dass dieser nach der Streichrichtung der Gesteine und mit Rücksicht auf den Verlauf der Bruchlinie Kádárta—Szabadja durchgeführten Verteilung eine gewisse Wahrscheinlichkeit innewohnen dürfte. Besonders die gegen den Csererdő von Gelemér hinziehenden Dolomite des Gondota-Riedes sind sehr problematisch, da auch ihre Streichrichtung ganz entgegengesetzt, d. i. NW—SE-lich läuft. Möglicherweise wird durch eine glücklichere Forschung auch diese Frage geklärt werden, diesmal musste ich jedoch dieser Hoffnung entsagen.

Der Bruch von Kádárta—Szabadja nimmt an der NW-Ecke des Csererdő von Gelemér eine etwas mehr SE-liche Richtung an und führt zum Romkút herab. An seinem letzten, etwa 600 m langen Abschnitt stösst — wie im vorigen Abschnitt gezeigt wurde — der Werfener Schiefer infolge einer Verschiebung mit dem Werfener Dolomit zusammen, ja in der Verbreitungsrichtung der Hauptzone des Schiefers findet sich jenseits des Bruches sogar der Plattenkalk und allenfalls auch der Megyehegyer Dolomit. Gegen Szentkirályszabadja ist der ganze Flügel von Litér wieder in seiner ursprünglichen Breite entwickelt; von dieser Partie entfällt jedoch auf unser Gebiet nur noch der Plattenkalk und ein Teil des Werfener Dolomits.

Wir wollen nun nach Sóly zurückkehren und die mitteltriadischen Ablagerungen des Zuges von Sóly—Gelemér betrachten. (Vergl. das Profil XIV in Fig. 9 auf Taf. I.)

Im Hangenden des Schlussgliedes der Werfener Gruppe, des Plattenkalkes lagern, wie bekannt, jene mächtigen Dolomite, die J. v. Böckh von dem Megyehegy bei Vörösberény beschrieben und nach diesem Megyehegyer Dolomite benannt hat. In ihrem Hangenden finden sich auch höhere Glieder der anisischen Stufe und was von den Verbreitungsverhältnissen der Werfener Gruppe der Triaszone von Sóly—Gelemér gesagt wurde, gilt auch von den mitteltriadischen Ablagerungen derselben Zone. Mit Abrechnung von zwei geringeren Unterbrechungen, die auf eine unbedeutendere tektonische Störung (Bruch von Gelemér—Sóly) zurückzuführen sind, ziehen auch diese von dem Sédfluss bei Sóly in einer ununterbrochenen Zone bis zum Bruche von Kádárta—Szabadja, an welchem sie gerade so wie die Werfener Schichten, gegen S verschoben erscheinen. Das tiefste Glied der Gruppe, der Megyehegyer Dolomit ist auch hier nahezu fossilleer und lediglich nächst dem Nadelwalde von Sóly fanden sich darin ein-zwei charakteristische Fossilien; die Schichten sind dem hangenden Plattenkalke konkordant aufgelagert.

Im Profil von Felsőörs folgen über diesem Dolomit Mergel und Kalke (der Stursche Recoaro-Kalk) mit der von Köveskálla bekannten reichen Brachiopodenfauna. Dieser Brachiopodenhorizont fehlt auch auf meinem Gebiete nicht, nur ist er

als dolomitische Fazies ausgebildet. Die obere, Trinodosus-Zone der anisischen Stufe tritt jedoch auch hier bereits nicht nur mit petrographisch wohl charakterisierten Gliedern, sondern auch mit einer Fauna auf, die reicher und eigenartiger ist als alle von ähnlichen Bakonyer Fundorten.

Der erste Punkt auf den W-lich vom Bruche von Sóly gelegenen Kuppen, wo sich sichere Vertreter dieser Bildung finden, liegt oberhalb der bereits öfters erwähnten Magyarmalom. Wenn man durch das neben der Mühle gegen S ziehende Tälchen die sich dort erhebende Dolomithöhe ersteigt, so erreicht man eine kleine Lösspartie, von welcher der gesuchte Punkt etwa 130 m genau gegen NE liegt. Übrigens verrät er sich schon von weitem durch sein gelbliches Verwitterungsprodukt, das von dem eintönigen Grau des Dolomits scharf absticht. Hier treten die Schichten des Muschelkalkes am Rande einer grabenförmigen Vertiefung aus dem Dolomit selbst zutage. Sie bestehen aus rötlich- oder gelblichbraunen 4—5 cm mächtigen mergeligen Kalkplatten und führen viel wohlerhaltene Fossilien.

Von hier stammen folgende Arten:

Spiriferina (Mentzelia) köveskalliensis Böckh.
Spirigera trigonella Schlotth. sp.
Rhynchonella trinodosi Bittn.
Orthoceras campanile Mojs.
Protrachyceras sp. ind.
Ptychites flexuosus Mojs.
Ptychites cf. *acutus* Mojs.

Dieser Punkt findet sich in der Arbeit Dieners als „Hajmáskér R,23“ bezeichnet. Von ebensolcher Beschaffenheit ist das Gestein auch an jenem Fundorte, den Bittner als „SW-Lehne des Berekalja“, Diener aber als „Hajmáskér P5“ bezeichnet. Der letztere Punkt ist am leichtesten zu finden, wenn man von dem vorher beschriebenen Punkte den Berekhegy oder Tüzköveshegy bei Sóly emporsteigt und dann dieselbe Richtung beibehaltend an den Rand des an der jenseitigen Berglehne gelegenen Lössbeckens absteigt. Das ganze Vorkommen ist übrigens ein kaum 2—3 m schmales Band. Die Verbreitungsrichtung dieses Bandes ist NE—SW-lich und im NW wird es vom Tridentinuskalke, in SE aber vom Megyehegyer Dolomit umsäumt. Ein Aufschluss ist hier nicht vorhanden, weshalb das Material zumeist unter dem schütteren Gras herausgescharrt werden muss. An einzelnen Punkten, wo der Boden durch die darüber ziehenden Radspuren aufgebrochen wurde, sind auch herausgewitterte Fossilien zu sammeln, doch ist dies seltener der Fall. Da aber das Gestein körnig ist und seine Oberfläche infolge seiner Neigung zur Verwitterung mit Flechten überzogen erscheint, ist das ganze Vorkommen nicht leicht zu entdecken. Ein verlässlicherer Wegweiser ist noch der im Hangenden dahinziehende Tridentinuskalk mit seinem infolge der herausgewitterten Hornsteinstückchen unebenen Äusseren, sowie der Umstand, dass die Gesteine überall, wo sie auftreten, von niederem Gestrüpp begleitet werden, weil ihr mergeliges Verwitterungsprodukt für die Vegetation günstiger ist als jenes der angrenzenden Dolomite. Und dies ist auf unserem Gebiete ein sehr günstiger Umstand, welcher das Festsetzen der Grenzen beträchtlich erleichtert.

Dieser Punkt lieferte zahlreiche wohlerhaltene Fossilien. Die Fauna verdient schon

deshalb eine gesteigerte Beachtung, weil darin ebenso wie an verschiedenen anderen Punkten des Bakonyer Muschelkalkes (Böckh: 1, S. 65, 72, 80, 84) Brachiopoden der Decurtatazone mit Cephalopoden der Trinodosuszone vergesellschaftet vorkommen. Die Bedeutung des Vorkommens wird noch durch den Umstand vermehrt, dass abgesehen von den von Mojsisovics angeführten Daonellen und einer Halobia sämtliche Lamellibranchiaten, die aus den in Rede stehenden Muschelkalkzonen des Bakony hervorgingen, gerade an diesem Punkte gesammelt wurden.

Diese interessante Fauna besteht aus folgenden Formen:

Discina cf. *discoides* Schlotth. sp.
Spiriferina (Mentzelia) Mentzelii Dnk. sp.
» *Köveskálliensis* Bkh.
» *pia. var. dinarica* Bittn.
Spirigera trigonella Schloth sp.
Rhynchonella decurtata Gir. sp. var.
» *oxypterus* Frech.
» *trinodosi* Bittn.
Terebratula vulgaris Schloth.
Waldheimia augustaeformis Bkh.
Cassinella sp.
Daonella Sturi Ben. sp.
» cf. *Sturi* Ben. sp.
Pecten discites Schloth.
Lima distincta Bittn.
» (*Plagiostama*) ex. aff. *subpunctatae* Orb.
Pinna sp.
Myoconcha pavida Bittn.
Lithophagus (*Lithodomus*) cf. *priscus* Gieb.
» *(?)* sp.
Leda (*Palaeoneilo*) sp.
Macrodon solitarius Bittn.
» *elongatus* Bittn.
Gonodon sp. ind.
Orthoceras campanile Mojs.
Norites Dieneri Arth.
Meekoceras (*Beyrichites*) cf. *reuttense* Beyr. sp.
Hungarites Emiliae Mojs.
Dinarites Laczkói Arth.
Ceratites trinodosus Mojs.
» *aviticus* Mojs.
» cf. *lenis Hau.* und Jugendform.
» *ecarinatus* Hau.
» *subnodosus* Mojs.
» *perauritus* Dien.
» *conspicuus* Dien.
» *Lóczyi* Arth.

Ptychites flexuosus Mojs.
» *acutus* Mojs.
» cf. *acutus* Mojs. und Jugendform.
Atractites Böckhi Stürz.

Dies ist jene Fauna, die von Arthaber an die Grenze der anisischen und ladinischen Stufe gestellt wurde.[1] Es soll bemerkt werden, dass die beiden weiter unten beschriebenen Punkte des an der S-Lehne des Berekhegy zutage tretenden Muschelkalkes die beiden Endpunkte eines fast 1 km langen und kaum einige Meter breiten Zuges sind. Zwischen diesen Endpunkten lässt sich der Muschelkalk besonders längs der S-Lehne des Berekhegy durch das gleiche Gesteinsmaterial, ja sogar durch die nämliche Fossilführung nachweisen.

Zwischen diesem und dem Tridentinuszuge auf der Höhe des Berekhegy ist ein Dolomit aufgeschlossen, der den Reitzi-Horizont zu vertreten scheint.

Nicht so einfach sind die Verhältnisse weiter W-lich. SW-lich vom Berekalja bei Hajmáskér bis zum Bruche von Kádárta—Szabadja konnte ich mir vom Auftreten dieser Gesteine nur spärliche Daten beschaffen, was umso nachteiliger war, als Mojsisovics gerade dieses Gebiet als ein solches hervorhebt, wo die teilweise Denudation der einzelnen Triasglieder, besonders des Tridentinuskalkes, ferner die Einlagerung des Hauptdolomites an die Stelle der Tridentinusschichten, ja die Transgression desselben am besten zu beobachten ist (l. c. S. 97).

Es steht fest, dass das, hier als eine Grabenwand aus dem kahlen Dolomitfelde sich erhebende Tridentinusband an mehreren Punkten abbricht, dass sowohl darunter als auch darüber Dolomite lagern, und dass auch die Abbruchstellen von dolomitischen Gesteinen eingenommen werden. Immerhin ist dies jedoch kein genügender Grund dafür, diese eigenartigen Erscheinungen mit der Transgression des Hauptdolomites und einer vorhergehenden Denudation zu erklären.

Bevor ich meine diesbezüglichen Ansichten zusammenfasse, will ich jene Beobachtungen vorausschicken, die ich gelegentlich der mehrmaligen Untersuchung dieses Gebietes an Ort und Stelle machte. Und hier bin ich gezwungen, um das Vorzulegende zu vereinfachen, mich ausser den Muschelkalkgliedern auch mit dem Tridentinuskalke zu befassen, weil gerade dies jener Horizont ist, der die oben erwähnten Erscheinungen am schärfsten hervorkehrt.

Was vor allem die Tektonik des Gebietes (Profil XV) betrifft, gelangt man nach den zahlreichen, sowohl im Hangenden, als auch im Liegenden durchgeführten Messungen zu der Überzeugung, dass längs des ganzen Zuges ein NW-liches Einfallen vorherrscht. Dass das Einfallen der Schichten stellenweise schwankend ist, das lässt sich einfach mit einer lokalen Veränderung der Störungsrichtung und dem verschiedenen Grade ihrer Intensität erklären. Ferner kann auch nicht ausser acht gelassen werden, dass der Grad der Störung ebenfalls von der Festigkeit des Gesteins ungemein beeinflusst wird. Die Gruppe des Plattenkalkes mit ihrer dünnen Schichtung und ihrem bedeutenden Mergelgehalt ist stets heftig gefaltet. Die kieseligen und mehr mächtigen Bänke des Tridentinuskalkes sind bereits weniger gefaltet, während die angrenzenden Schichtengruppen des Dolomits sich mehr biegen,

[1] Arthaber: Neue Funde aus den Werfener Schichten u. Muschelkalk des südlichen Bakony usw. S. 16. Pal. Anh.

ohne eigentlich gefaltet zu sein. Ich vermag also der Tatsache, dass das Einfallen des Tridentinuskalkes von dem vorherrschenden NW-lichen Einfallen an einigen Punkten abweicht, keine grössere Bedeutung beizumessen.

Was ferner das Liegende und Hangende des Tridentinuskalkes betrifft, so ist längs der Zone Sóly—Gelemér tatsächlich zu beobachten, dass es zumeist aus Dolomiten besteht. Es muss jedoch wiederholt betont werden, dass beide Dolomite mit der dazwischen lagernden Kalksteingruppe konkordant lagern. Demnach ist die Hauptmasse des Liegenddolomits nichts anderes als der Megyehegyer Dolomit des Muschelkalkzuges Sóly—Gelemér. Die einheitliche Lagerung der Liegend- und Hangendgesteine des Dolomits lässt ein anderes Alter zumindest für den grössten Teil des Dolomits ausgeschlossen erscheinen. Ja, der Umstand, dass sich zwischen dem in Rede stehenden Zuge des Muschelkalkes und dem hangenden Dolomite hie und da noch andere Muschelkalkglieder zeigen, die jünger sind als der Megyehegyer Dolomit, bekräftigt die Identität der Hauptmasse dieses Dolomits mit dem Megyehegyer Dolomit noch mehr.

Um die Orientierung auf dem Gelände zu erleichtern, wurden einige Punkte, deren Beschreibung mir erwünscht erscheint, auf der Karte mit schwarzen Tupfen angedeutet.

Einer von ihnen (Nr. 1) bezeichnet jene Stelle, wo die Grenzgräben der Gemeinden Kádárta, Sóly und Litér aneinanderstossen. Etwa 300 Schritt S-lich von hier längs des Grenzgrabens zwischen Kádárta und Litér finden sich kaum einige Meter von der Ecke des Disznódombivágás in dem aufgeworfenen Dolomit die Lamellibranchiaten der Trinodosuszone.

Die zweite und noch bedeutendere Stelle ist die Umgebung des Grenzgrabens zwischen Litér und Sóly. Längs dieses Grabens befindet sich nämlich eine kleine neue Aufforstung, wo für die jungen Nadelbäume Gruben gegraben wurden. Diese junge Nadelwaldkultur ist das bereits öfters erwähnte Wäldchen von Sóly. Der grösste Teil der Gruben schliesst den Dolomit auf, doch gibt es auch genug solcher, die sich auf dem Tridentinuskalke, ferner den darüber folgenden Gesteinen befinden. Da die Gruben ziemlich nahe aneinander liegen, stellen sie ziemlich gute Aufschlüsse dar und geben auch Kunde von den Lagerungsverhältnissen der aufgeschlossenen Schichten. Gleichmässig gegen NW einfallend lagert hier eine Schicht auf der anderen vom Plattenkalke bis zum hangenden Dolomit. Der Graben selbst läuft nämlich längs der bis zum Plattenkalke hinziehenden Dolomitfläche hin. Der grösste Teil des Dolomits muss — wie erwähnt — als Megyehegyer Dolomit betrachtet werden. An einer Stelle jedoch, u. zw. ziemlich weit von dem Liegenden der Tridentinusbänke führt dieser Dolomit auch Fossilien. In dem hier gesammelten Material bestimmte Herr Frech *Spiriferina Mentzelii* Dkr. sp., Dr. Renz aber eine bekannte Form des unteren deutschen Muschelkalkes, nämlich *Myalina eduliformis* mut. *praecursor*. Ausser diesen kommen auch Steinkerne vor, die an *Spirigera trigonella* erinnern.

Aus den hier beobachteten Lagerungsverhältnissen und der gegenseitigen Lage der Fundorte muss geschlossen werden, dass die aufgezählten Muschelkalkfossilien aus dem tieferen Abschnitt der Decurtata-Zone, d. i. aus dem Megyehegyer Dolomit gesammelt wurden.

Etwas weiter gegen N, also gegen das Hangende des Dolomits hin, finden sich an den im Walde in den erwähnten Gräben umherliegenden Dolomitstücken auch

Cephalopodenquerschnitte. Noch weiter aufwärts, in den angeführten Grenzgräben kommen die mit grünem Mergel überzogenen gelben Kalksteinplatten des *Protrachyceras Reitzi*-Horizontes zutage. An ihrer Oberfläche sieht man ausgewitterte, jedoch freilich schlecht erhaltene Fossilien (*Ptychites* sp., *Daonella* cfr. *Taramelli* Mojs.). Gleich daneben erscheint der Boden von einem karminroten, mergeligen Verwitterungsprodukt bedeckt, welches am meisten an die am Katrabocza bei Vámos aufgeschlossenen tieferen mergeligen Abarten des Tridentinuskalkes erinnert. Etwas weiter W-lich in dem gleichen Graben, bereits im Wäldchen selbst sind die gegen NW geneigten Schichten des Liegenddolomits aufgeschlossen, auf ihnen aber lagert konkordant der hornsteinführende Tridentinuskalk, welcher in 10—20 cm dicken Steinplatten am Boden umherliegt oder an den Abhängen der Gräben zum Vorschein kommt.

Neben den aufgezählten paläontologischen Daten und der ungestörten Lagerung gibt es jedoch noch einen Umstand, welcher bei der Beurteilung der hiesigen Verhältnisse nicht minder wichtig ist. An diesen Punkten hat nämlich der Tridentinus-Kalkstein ebenfalls solche Schichten, die dolomitisch ja echte Dolomite sind, angefüllt mit Feuersteinknollen und der in diesem Horizonte überall gewöhnlichen *Daonella Lommeli* Wissm. sp. Ja es gibt hier sogar auch 3—4 dm mächtige Bänke, deren obere Partie der schönste Kalkstein, die untere hingegen reiner Dolomit ist. In einer oder der anderen Grube sind unter dem Dolomit noch die Spuren eines graulich-grünlichen, mergeligen Gesteins wahrzunehmen, und hie und da erscheint auch der Dolomit mit grünlichen Flecken bestreut.

Diese Beobachtungen sprechen dafür, dass die zwischen dem Megyehegyer Dolomit und dem Tridentinuskalke befindlichen Glieder der mittleren Trias, ja auch der Tridentinuskalk selbst, ebenso wie auf dem Gebiete E-lich vom Querbruche von Sóly in dolomitischer Fazies ausgebildet sind. Und wenn man noch in Betracht zieht, dass die anderweitig im Hangenden des Bakonyer Tridentinuskalkes befindlichen karnischen Ablagerungen zumindest mit 1—2 Gliedern auch längs dieses Zuges zutage treten, so kann getrost behauptet werden, dass die Lücke in der Kontinuität der Bakonyer Trias, welche gerade an diesem Punkte festgestellt und später von Mojsisovics verallgemeint wurde, nunmehr ausgefüllt erscheint.

Eben deshalb, kann auch der in die Tridentinuszone eingelagerte Dolomit nicht als Hauptdolomit betrachtet werden. Wenn man nämlich mit Mojsisovics annimmt, dass die Denudation der Ablagerung des Hauptdolomits voranging, so müsste auch die Transgression und die damit verbundene Diskordanz des Hauptdolomits zum Ausdruck gelangen. Dem ist aber hier nicht so. Ja es ist hier, wie erwähnt, zwischen dem Tridentinuskalk, seiner horizontalen Nachbarbildung und dem Hangenden der beiden, den dolomitischen Sedimenten eine tadellose Konkordanz zu beobachten. Der in die Unebenheiten des Tridentinuskalkes eingelagerte Dolomit ist nämlich nur scheinbar eine nachträgliche Ausfüllung, in Wirklichkeit ist er eine Fortsetzung des Tridentinuskalkes selbst; er ist also keinesfalls mit dem Hauptdolomit ident.

Die Erklärung dieser Erscheinungen ist also nicht in einer der Bildung des Hauptdolomits vorangegangenen Denudation und der hierauf folgenden Transgression des Hauptdolomits zu suchen, sondern teils der dolomitisierenden Wirkung des Seewassers auf einzelne Partien des nach der Ablagerung des Hauptdolomits dislozierten und denudierten Meeresgrundes zuzuschreiben, teils aber und haupt-

sächlich in dem raschen Abwechseln der Gesteinsfazies sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung zu suchen. Dass in der dolomitischen Fazies die nämliche Fauna schwieriger festzustellen ist als in den mergeligen und kalkigen Fazies, ja dass dies häufig überhaupt unmöglich ist, kann auf die für Fossilisation ungünstige Gesteinsbeschaffenheit des Dolomits zurückgeführt werden.

An der SW-Ecke des Nadelwaldes von Sóly ist zugleich jene Stelle erreicht, an welcher die Triaszone von Sóly—Gelemér die bereits aus der Beschreibung der unteren Trias bekannte Verschiebung erlitten hat. Auch diese Dislokation führt der Tridentinuskalk und der Kalk vom Berekhegy am besten vor Augen. An der SW-Ecke des Nadelwaldes von Sóly setzt nämlich diese Kalksteinzone plötzlich ab. Jedoch genau dort, wo diese Unterbrechung eintritt, findet sich ein Wall aus senkrechten Schichten, der in nahezu E—W-licher Richtung über das kahle Dolomitfeld zieht und sich auf einer Strecke von über einen Kilometer genau verfolgen lässt. Das W- bezw. NW-liche Ende liegt ungefähr in der Richtung des Wegräumerhauses bei Gelemér. Ausserdem ist 250 m S-lich von dem Walle, mit ihm parallel noch ein zweiter Bruch zu beobachten. Diese Brüche, besonders aber der letztere bezeichnen jene Richtung, in der sämtliche Glieder des Sóly—Gelemérer Abschnittes der triadischen Hauptzone NW-lich von der Spalte von Litér abgebrochen und gegen NW verschoben sind. Bei dieser Gebirgsbewegung ist auch unzweifelhaft jene kleine Scholle von der Hauptzone des Tridentinuskalkes abgebrochen, welche in der Richtung der Hauptzone in SW-licher Richtung in der unmittelbaren Nachbarschaft des Plattenkalkes zu sehen ist (Punkt 2.).

Wendet man sich nun auf der Landstrasse bei dem Wegräumerhause gegen SW und schreitet auf dem Flurwege Litér—Kádárta, welcher die Landstrasse 400 m W-lich vom Wegräumerhause kreuzt, gegen Kádárta, so trifft man den Tridentinuskalk alsbald wieder an, u. zw. auf dem Flurwege selbst, da seine Schichten über diesen hinweg streichen. E-lich von jenem Punkte befindet sich ein kleines morastiges Becken, das in die Richtung des Bruches am Wegräumerhause fällt. Am W-Rande des Beckens treten die rötlichgrauen, hornsteinführenden Schichten des Tridentinuskalkes zutage. Von hier beschreibt die Kalksteinzone bei unveränderter Breite einen schwach gegen NW gebeugten, ungefähr 2 km langen Bogen bis zum Bruche von Kádárta—Szabadja, wo sie neuerdings abbricht, wie dies bereits J. v. Böckh festgestellt hat (I. 130). Der schlängelnde Verlauf der Zone wird auch hier durch mehr lebhaft grüne Gesträuchvegetation angedeutet.

Im Hangenden und Liegenden wird sie hier gleichfalls von breiten Dolomitzonen begleitet. Der Liegenddolomit ist weiss oder gelblich und sehr kalkig, besonders am W-Rande des erwähnten kleinen morastigen Beckens (Punkt 3), wo er auch Fossilien führt. Leider liess das bisher gesammelte Material — vornehmlich Lamellibranchiaten — nicht einmal eine generische Bestimmung zu. Die lithologischen Eigenschaften des Dolomits stimmen jedoch dermassen mit dem Muschelkalkdolomit des Nadelwaldes von Sóly überein, dass auch dieser mit grosser Wahrscheinlichkeit zum Muschelkalk gestellt werden kann.

Diesen Dolomit betrachtet übrigens auch J. v. Böckh selbst als Megyehegyer Dolomit (I. 130).

Was den Tridentinuskalk selbst betrifft, so fand ich zwar keine Fossilien darin, hingegen v. Böckh. Er führt (l. c.) aus der ganzen Zone von Sóly—Gelemér folgende Arten an:

Daonella Lommeli Wissm. sp.
Proarcestes subtridentinus Mojs.
Arpadites Arpadis Mojs.
„ n. sp. indet.
Trachyceras sp.
Phylloceras Böckhi Mojs.

Nach den beim Nadelwalde von Sóly gewonnenen Erfahrungen erscheint es mir zumindesten für das Liegende nicht als unwahrscheinlich, dass die höheren, gewöhnlich kalkigen und mergeligen Gesteine auch hier durch Dolomite vertreten werden. Auf Grund dieser Wahrscheinlichkeit wurden die im Hangenden der Tridentinuszone befindlichen und im S durch den Plattenkalk begrenzten Dolomite mit der Farbe des Muschelkalkes ausgeschieden.

Wir wollen uns nun neuerdings gegen E wenden, und das Hangende des beschriebenen Muschelkalkes bezw. Tridentinuskalkes betrachten. (Vergl. das Profil XIV auf Taf. I, Fig. 9.)

Am Berekhegy wiederholen sich die Verhältnisse vom Őrhegy. Über den wohl ausgebildeten roten Bänken des Tridentinuskalkes lagert auch hier die graue und mergelige Abart dieses Kalksteines, jedoch nur in Form von Schollen, die unter dem Rasen zutagetreten. Dem ganzen Bergsaume folgt im N eine tiefere Einsenkung, welche im N von einer ganzen Reihe von alten verlassenen Steinbrüchen begleitet wird. Die Einsenkung selbst ist für Fossiliensammeln unzugänglich, da sie von einer mächtigen Humusschicht und mit Rasen bedeckt ist. In den Steinbrüchen wurden gleiche graue, unten mächtig, oben dünner geschichtete, mergelige Kalksteinbänke gebrochen, wie auf dem Őrhegy E-lich von dem Bruche von Sóly. Wie dort, so kommen auch hier nur schlecht erhaltene *Koninckiniden* und Fragmente von *Cidaris*-Stacheln vor, und auch diese bloss sehr spärlich. Hie und da finden sich auch kleine Schalenpartikelchen von Echiniden vor. Da diese Bildung gerade hier längs des Berekhegy am besten aufgeschlossen erscheint, will ich sie als Kalkstein vom Berekhegy bezeichnen.

Noch weiter gegen N, gegen das Hangende hin, folgen nur noch Dolomite, über deren Alter sich hier im Hangenden kein Anhaltspunkt gewinnen lässt. Auch ihr Verhältnis zur mergeligen Gruppe konnte ich nicht ermitteln. Dass sie organischen Ursprunges sind, scheint durch oberflächlich häufig ausgewitterte röhrenförmige Algenreste erwiesen.

E-lich, in der Richtung des Nadelwaldes von Sóly finden sich über dem Tridentinuskalke mehrfach Gesteine, die dem Kalke von Füred, sowie dessen Abart vom Berekhegy entsprechen. Die besten Aufschlüsse befinden sich am NW-Rande des Nadelwaldes. Auf dem Punkt 4 der Karte z. B., der zugleich den höchsten Punkt der Zone bezeichnet, ist sowohl der Tridentinuskalk, als auch dessen Hangendes genau zu studieren. (Vergl. das Profil XV auf Taf. I, Fig. 9.)

An dieser Stelle konnten folgende Schichtengruppen nachgewiesen werden.

Liegendes: dolomitischer oberer Muschelkalk.

a) Rote und graue Tridentinusbänke mit reichlicher Hornsteinführung.

b) Graue Tridentinusbänke mit weniger Hornstein und mit hellen, stellenweise grünlichen Mergeleinlagerungen, mit viel und grossen Exemplaren von *Daonella Lommeli.*

c) Noch einige grauliche und rötliche Kalksteinschichten.

d) Eine Gruppe von schmutzigweissen oder graulichen, kleinknolligen Mergeln und einigen mausgrauen Kalksteinschichten. Bisher lieferte sie folgende Fauna:

Rhynchonella linguligera Bittn.
Thecospira cf. *arenosa* Bittn.
Halobia rugosa Hau.
Mysidioptera cf. *vixcostata* Stopp.
Orthoceras cf. *campanile* Mojs.
Orthoceras sp.
Trachyceras Hofmanni Mojs.
Joannites cf. *cymbiformis* Mojs.
Arcestes (*Proarc.*) cf. *ausseeanus* Hau.
Arcestes cf. *bicarinatus* Mstr. sp.
Lobites cf. *ellipticus* Hau.

e) Hellgraue, gelblich verwitternde Kalksteinbänke mit Auswitterungen von Kalzit- und seltener Quarzadern, welche gegen das Hangende zu in

f) dünner geschichtete Kalksteine mit unebener Oberfläche übergehen. In letzteren beiden Gruppen zeigten sich bisher bloss schlechte Brachiopodenreste.

Hangendes: hellgrauer, weiss verwitternder Dolomit.

Aus diesem Profil geht vor allem hervor, dass sich zwischen den Böckhschen Füreder Kalk (*e f*) und den Tridentinuskalk (*a c*) noch eine mergelig-kalkige Gruppe (*d*) einfügt, welche schon durch Faunenelemente der Aonoideszone charakterisiert erscheint.[1] Es ist dies jene kleine Gruppe, der schon bei der Beschreibung der Verhältnisse bei Tóhegy gedacht wurde (S. 53), und welche — da sie im Balatongebirge als ständiger Begleiter des Tridentinuskalkes auftritt — von nun an als *Mergel von Sóly* bezeichnet werden soll.

Spuren von einer Erscheinung, die auf das Vorhandensein der alpinen Aon-Zone verweisen würden, konnten nicht angetroffen werden.

Es soll noch erwähnt werden, dass auch am SW-lichen Endpunkte der zwischen dem Hamarászótal und der Strasse Kádárta—Szabadja befindlichen Äcker ein mergeliges Verwitterungsprodukt vorkommt, in welchem sich ebenfalls Brachiopodenspuren finden.

Dann folgt gegen das Hangende jene breite Dolomitzone, die ohne Unterbrechung bis zum Bruch von Veszprém zieht. Eine Parallelisierung dieser mächtigen Dolomitmasse konnte in Ermangelung der nötigen Daten nicht durchgeführt werden. Die tiefsten Schichten lagern den soeben beschriebenen, ziemlich wechselvollen Sedimenten konkordant auf. Dies konnte bei dem Grenzgraben von Sóly sehr schön beobachtet werden. Weiter oben jedoch ist das Schichtstreichen auf der ausgeschwemmten, mit Gras bewachsenen Oberfläche kaum zu unterscheiden. Wo sich aber sichere Schichtenköpfe zeigen, dort ist das Streichen regelmässig NE—SW-lich, das Einfallen NW-lich. Nur am Rande des Bruches von Veszprém fallen die Schichten gegen S ein. Hierauf wollen wir jedoch erst bei Besprechung der an dem Bruche von Veszprém zutage tretenden Schichten eingehen.

[1] Frech: Leitfossilien der Werfener Schichten u. Nachträge usw. S. 73. Pal. Anh.

Im Dolomit fand ich keine charakteristische petrographische Eigenschaft, ebenso keinerlei Fossilien.

Wenn man aber die Ergebnisse früherer, dieses Dolomitgebiet betreffende Untersuchungen zu Rate zieht, so gewinnt man die Überzeugung, dass auch sie keine sichere Basis zu Schlüssen und zur Beurteilung der Dolomitmasse bieten. Denn sowohl Mojsisovics als auch Böckh sprechen hier bloss von Hauptdolomit. Ja auf Grund der von ihnen angenommenen Transgression vermuten sie bekanntlich auch hinter der Tridentinuszone noch einzelne Hauptdolomitpartien.

In dem Profil zwischen dem Balatonsee und Litér (I) führt Mojsisovics tatsächlich Hauptdolomitfossilien an (*Megalodus triqueter* Wulf. sp., *Myophoria Whateleyae* Mojs.)[1] und ich fand, wie bekannt, in dem Dolomit von Sukoró meines Profils XIII, welcher die E-liche Fortsetzung jenes bildet, ebenfalls solche; aus dem Profil Litér—Hajmáskér (II) hingegen führt weder Mojsisovics noch Böckh Fossilien an.

Mir selbst liegt von diesem Gebiete nur das einzige Datum vor, dass ich in einer Schottergrube in dem gegen Kádárta ziehenden Tale Kásavölgy nächst der Landstrasse nach Veszprém, wo die Schichten des Dolomits ebenfalls regelmässig unter 30° gegen NW einfallen, Steinkerne einiger im Hauptdolomit heimischer Gastropoden (*Amauropsis* cf. *Hantkeni* Kittl.) fand.

Auf die Beobachtung Böckhs (Südl. Bakony Bd. I, S. 130), wonach darin weiter W-lich *Megalodus complanatus, Turbo solitarius* usw. vorkommen, kann ich mich nicht stützen, da der Fundort dieser Fossilien nicht genau angegeben ist. Dass aber der dem Tridentinuskalk auflagernde Dolomit kein sicherer Hauptdolomit ist, wurde schon von Böckh vermutet, indem er bei der Gliederung der Verhältnisse in der Umgebung des nahen Kádárta gerade aus dem Hangenden des Tridentinuskalkes einen Dolomit erwähnt, von welchem er annimmt, dass er allenfalls noch zur Veszprémer Mergelgruppe gehört (S. 132). Diese Vermutung Böckhs wird durch meine Beobachtungen nur noch bekräftigt, indem es Tatsache ist, dass die an anderen Punkten des Gebietes über dem Tridentinuskalk folgende obere Mergelgruppe an mehr als einer Stelle als dolomitische Fazies ausgebildet ist. Deshalb muss diese Frage für jenen Teil des Gebietes auch weiterhin offen bleiben.

Auf der beiliegenden Karte wurde das in Rede stehende Dolomitfeld also nur mit Vorbehalt in seiner ganzen Mächtigkeit als Hauptdolomit ausgeschieden.

3. Die Zone von Hajmáskér—Kádárta.

J. v. Böckh gedenkt auf S. 143 des I. Bandes seiner Arbeit bei Beschreibung des Hauptdolomits einer Bruchlinie, an welcher der bei der Mühle von Hajmáskér zutage liegende Plattenkalk, ferner der Tridentinuskalk von Kádárta, sowie die obere Mergelgruppe von Veszprém—Vámos aufsteigt. Diese Bruchlinie ist also der mittlere, zwischen Hajmáskér und Veszprém gelegene Abschnitt des Bruches von Veszprém, mit dessen tektonischer Bedeutung jedoch der Mergel von Vámos nicht in Verbindung zu bringen ist. Denn dieser gehört noch zu der an dem Bruche von Litér anstehenden triadischen Gesteinszone.

---

[1] Mojsisovics: Beiträge z. Kenntn. d. Cephalop. usw. S. 95.

Der Bruch von Veszprém, welcher vom Tóhegy bei Hajmáskér gegen SW läuft, erreicht das nun in Beschreibung stehende Gebiet N-lich von der bereits erwähnten Mühle Magyarmalom bei Sóly. Von hier streicht er ebenfalls in SW-licher Richtung über jenes Plateau, da von der Biegung des Sédflusses von Hajmáskér und Sóly umschlossen wird und dessen N-liche Hälfte der zu der Gemarkung von Hajmáskér gehörende sogenannte Berekalja, die N-liche Hälfte hingegen der zu Sóly gehörige Berekhegy oder Tűzköveshegy bildet. Der höchste Punkt des Berekalja wird von den Einwohnern von Hajmáskér auch Látóhegy genannt.

Von der Magyarmalom führt ein Weg auf den Berekalja und von hier auf die gegen Hajmáskér führende Landstrasse von Veszprém. An diesem Wege tritt aus dem Bruche von Veszprém der Plattenkalk, ja an einer Stelle sogar ein kleines Band des Werfener Dolomits zutage. Hierauf lässt zumindest die Tektonik des Gebietes schliessen.

Wenn man nämlich zu dem oberen Ende des Grabens, welcher von der Mühle an der W-Ecke des Berekalja (bei Böckh „Mühle von Hajmáskér") hinanführt und in den erwähnten Plattenkalk eingeschnitten ist, vorschreitet, so bemerkt man, dass der von der Magyarmalom bis hierher verfolgte Bruch von Veszprém jetzt in der Dolomitmasse der Gräben im grossen Ganzen in E—W-licher Richtung verläuft Auch wird man beobachten, dass die an beiden Seiten des Bruches lagernden Dolomite weder in petrographischer Hinsicht, noch betreffs ihrer Lagerung miteinander übereinstimmen. Der N-lich von der Verwerfungslinie, also im Liegenden des Plattenkalkes befindliche Dolomit trägt nämlich die Kennzeichen der Werfener Dolomite an sich und fällt mit dem Plattenkalke übereinstimmend unter 35° gegen NNW ein, der S-lich von der Bruchlinie befindliche Dolomit hingegen weist eher die petrographischen Charaktere der jüngeren triadischen Dolomite und ein Einfallen von 30° gegen SSE auf. Häufig sind auch grosse Rutschflächen an den gegenüber liegenden Wänden der beiden Dolomite zu beobachten. Die erwähnte Bruchlinie verläuft also im W-lichen Teil des Berekalja nicht im Plattenkalke, sondern zwischen dem Werfener und dem Hauptdolomit oder einem höheren karnischen Dolomit.

Es wurde bereits bei der Besprechung der Verhältnisse am Berekhegy erwähnt, dass im E-lichen Abschnitt des Plattenkalkes von Berekalja in neuerer Zeit mehrere Steinbrüche eröffnet wurden, und dass das Gestein hier viele kleine, an Naticellen erinnernde, jedoch nicht befreibare Gastropoden führt. Auch Muschelspuren sind nicht selten. Das Einfallen ist übrigens längs der ganzen Zone NNW-lich (30—35°). Im Hangenden wird das Gestein stets von Dolomit begleitet, welcher nach seiner Lagerung als Megyehegyer Dolomit zu betrachten ist. Seine Zone erreicht ihre grösste Breite längs einer über den Látóhegy am Berekalja gezogenen N—S-lichen Linie. Gegen E, am Rande des Bruches Sóly aber wird sie sehr schmal. Umso überraschender ist die grosse Mächtigkeit des hier zutage tretenden Reitzi- und Tridentinus-Horizontes. Besonders die grüne tuffige Abart des letzteren erreicht auf dem NE-lichen Rande des Berges, etwa auf halbem Wege zwischen der Magyarmalom und Hajmáskér eine Mächtigkeit, wie sonst nirgends auf meinem Gebiete. Doch fehlen hier auch die aus dem Liegenden bekannten bräunlichroten und gelben Trinodosuskalke nicht.

Der Umstand, dass der zwischen dem Plattenkalke und dem erwähnten Trinodosuskalke lagernde Megyehegyer Dolomit an diesem Bergrande ein kaum 200 m breites Band bildet, während er sich gegen W hin beständig verbreitert, so

dass die Breite des Bandes über den Látóhegy hinaus bereits die in diesem Gebiete normalen 500 m erreicht, lässt darauf schliessen, dass die im Hangenden befindliche jüngere Mitteltrias ebenso wie auf dem gegenüberliegenden Tóhegy an einer schiefen Fläche in NE—SW-licher Richtung abgerutscht ist und eine gegen W zugespitzte keilförmige Partie des Megyehegyer Dolomits bedeckt hat.

Der Reitzi-Kalk lieferte keine Fossilien, hingegen der Trinodosuskalk. Aus letzterem kann auf dem kleinen Plateau vor der N-Lehne des Látóhegy gesammelt werden. Hier kamen folgende Arten zutage:

Spiriferina Mentzelii Dkr. sp.
„ *Köveskálliensis* Bkh.
„ *palaeotypus* Lor.
Retzia oxyrhynchus Renz.
„ sp.
Spirigera trigonella Schloth. sp.

Es ist zu bemerken, dass ich an dieser Stelle weder Cephalopoden noch Lamellibranchiaten fand, während am Látóhegy, nebst den aufgezählten Brachiopoden auch diese hier fehlenden Tierklassen häufig sind.

In dem Tridentinuskalke, welcher den grünen Tuffen des Reitzi-Horizontes auflagert, fand ich ein wohlerhaltenes Exemplar von *Daonella Lommeli* Wissm. sp. Andererseits aber scheint wieder die Muschellumachella vom Tóhegy, der Mergel von Sóly, sowie der typische Füreder Mergel zu fehlen. Es ist jedoch nicht unmöglich, dass diese unter der noch vor kurzem mit Wald bestandenen Humusdecke verborgen sind. Denn schon am Berekhegy z. B. tritt die graue Kalksteingruppe, der Kalk vom Berekhegy zutage, wenngleich erst an der gegen Hajmáskér abfallenden Steilwand der N-lichsten Partie des Berekalja, von welcher die Rasendecke durch die Atmosphärilien zumindest zum Teil entfernt wurde. Einzelne, halb ausgewitterte, jedoch nicht befreibare Brachiopoden und Echinidenfragmente zeigen sich auf den Platten auch hier.

Der Plattenkalk und der im Hangenden des letzteren befindliche Megyehegyer Dolomit, sind auf dem Hügel, welcher sich an der Strasse Veszprém—Hajmáskér, hinter dem Jägerhause erhebt, noch sichtbar. Wenn man sie jedoch im Streichen weiter gegen SW verfolgt, kann man beobachten, dass sie, sobald der W-Rand des Hügels, also das Sédtal erreicht ist, verschwinden, bezw. unter das Bett des Sédflusses versinken, so dass weiter im W am Ufer des Sédflusses nur noch jene Dolomitfelsen bis zu 20—25 m aufragen, deren Material sich längs des Berekalja an der S-Seite des Bruches von Veszprém findet. Wenn man jedoch an den steilen Dolomitwänden noch weiter gegen SW schreitet, so findet man den Plattenkalk in etwa 1·5 km Entfernung jenseits des Grenzgrabens zwischen Sóly und Kádárta neuerdings an der Oberfläche. Gegen Kádárta wird die Plattenkalkzone allmählich schmäler, bis sie schliesslich an der Mündung des Hamarászótales in der Richtung des alluvialen Beckens, das von Kádárta herüberzieht, endgültig verschwindet, gleichsam auskeilt.

Die Schichten fallen besonders E-lich von der Mündung des Gelemérflusses sehr steil, häufig unter 60 ja 80° ein, jedoch stets gegen N.

Im Hangenden finden sich überall Dolomite, ebenfalls mit N-lichem Einfallen,

während die Liegendserie, also die jenseits des Bruches aufsteigenden Dolomite, an mehreren Punkten gegen S einfallen (Vergl das Profil XV auf Taf. I, Fig. 10.).

Die Zone der hangenden Megyehegyer Dolomite wird ebenso wie jene des Plattenkalkes gegen Kádárta ebenfalls schmäler, und keilt gleichermassen aus. Doch zieht die bereits zugespitzte Partie weiter gegen W, so dass sie auch noch jenseits der Mündung des Hamarászótales anzutreffen ist.

Auch diese allmähliche horizontale Auskeilung des Plattenkalkes und des Megyehegyer Dolomites beweist, dass der Bruch von Veszprém später als jener von Litér entstand, d. h. dass der Bruch von Veszprém diese ganze N-liche Gesteinszone bereits disloziert antraf, sowie dass bei der Dislokation jener Gesteinszonen, die am Bruche von Veszprém zutage traten, auch Überschiebungen und vertikale Verschiebungen eine grosse Rolle spielten.

Mit der Mündung des Hamarászótales haben wir zugleich die unmittelbare Umgebung von Kádárta erreicht. Diese Ortschaft ist unzweifelhaft einer der interessantesten Punkte unseres Gebietes; jedoch fehlen hier, wie auf jeder bebauten Fläche, die nötigen Aufschlüsse, so dass das Studium des Untergrundes mit viel Schwierigkeiten verbunden ist. Die bisher verfolgte Bruchlinie wird teils durch die im SW der Ortschaft befindliche, bereits erwähnte alluviale Mulde, teils aber im W und in der Mitte durch die Häuser der Ortschaft verhüllt. Doch überdecken diese auch die Grenzen einzelner ladinischer und karnischer Ablagerungen. Man ist also vornehmlich auf die Gassen und einzelne Bauernhöfe und Gärten angewiesen.

Wir wollen auch hier im E beginnen.

Am E-Rande der Mündung des Hamarászótales erheben sich zwei kleine Kuppen. Im N ziehen die Äcker bis an die Lehne der Kuppen hinan. Ihr S-licher Teil besteht aus Dolomit, welcher im Liegenden von dem erwähnten keilförmigen Ausläufer des Plattenkalkes begrenzt wird. An den N-lichen gegen die Äcker abfallenden Lehnen aber findet sich die gelblich-rötliche und graue mergelige Abart der Trinodosuszone vom Berekhegy mit *Ptychites flexuosus* und den bekannten Brachiopoden. Das Gestein liegt zum grössten Teil bereits auf den Äckern herum. Gegen das Hangende zu, ebenfalls zum grössten Teil auf den Äckern findet sich die gelblichgraue oder grünliche tuffige Abart des Reitzi-Horizontes, sowie die typischen roten Kalksteine des Tridentinuskalkes. Ja letztere sind auf dem Hügel an der NE-Ecke der erwähnten Talmündung auch anstehend anzutreffen. Diese ganze Zonengruppe zieht abgesehen von dem Plattenkalke auch auf den W-Abhang des Hamarászótales. Hierher und weiter bis nach Kádárta führt aus dem Tale ein Fahrweg herauf.

Längs desselben erheben sich der Reihe nach kleine Hügel. Die Schichten durchkreuzen auch den Weg mehrfach in sanften Wellenlinien und nehmen ebenso am Aufbau der Hügel teil. Aus mehreren kleinen Profilen durch die Hügel konnte folgendes festgestellt werden: *a)* zu unterst lagert ein schmutziggrauer Dolomit (Megyehegyer Dolomit); *b)* darüber folgt die erwähnte gelblichbraune Abart der Trinodosuszone, wie sie am Berekhegy ausgebildet ist; *c)* dann mit einer grünen Verwitterungskruste überzogene hell-, bald dunkelgraue, mit Hornstein durchzogene Schichten, stellenweise mit lebhaft grünen Tupfen bestreut; *d)* grüne Tuffe, in deren obere Partie gelblichgraue, mit Kiesel durchzogene Schichten eingelagert erscheinen; *e)* auf diese folgen quarzhaltige, knollige, nahezu konglomeratische Kalksteinschichten, deren Schichtenfugen von einem gelben Mergelüberzug ausgefüllt werden. In dieser

Gruppe kommen viel Cephalopoden vor, es sind jedoch durchwegs schalenlose, bis zur Unbrauchbarkeit abgeriebene Steinkerne. Aus der Gruppe *d)* hingegen liess sich ein kleineres, jedoch gut erhaltenes Exemplar von *Trachyceras Reitzi* befreien. Dieses Exemplar besteht lediglich aus graulichem Hornstein und bloss seine Oberfläche erscheint von einer zarten, lebhaft grünen Kruste überzogen. Von dort erhielt ich auch ein etwas mangelhaft erhaltenes Exemplar der *Spiriferina Mentzelii.* Es muss bemerkt werden, dass aus dem Reitzi-Horizont bei Kádárta auch andere Brachiopoden, ja sogar Muschelfragmente zutage kamen. Hier haben wir jedenfalls eine wichtige paläontologische Erscheinung, die bei künftigen Forschungen besondere Aufmerksamkeit erfordert, da dieses Gestein ausser Cephalopoden bisher nur sehr wenig an Fossilien lieferte. Das Vorhandensein der Gruppe *c)* aber beweist, dass dieser Bakonyer Horizont hier in einer Ausbildung auftritt, die jener bei Felsőörs ganz ähnlich ist, da an letzterer Stelle unter den grünen Tuffen ebenfalls ein weisser, bald grauer oder dunkler mit Kieselsäure durchtränkter Mergel und mergeliger Kalkstein auftritt. Ebenso wie dieses Gestein von Felsőörs, lieferte auch jenes von Kádárta keine Fossilien.[1]

Am schönsten aufgeschlossen findet sich das tuffige Gestein des Reitzi-Horizontes bei den Zäunen nächst der N-Ecke des Friedhofes von Kádárta, sowie am N-Saume des Tümpels an der NE-Ecke der Ortschaft, auf dem Hofe der beiden letzten Häuser. Weiter W-lich findet sich das Gestein noch am Fusse jenes Hügels, auf dem sich die Kirche erhebt und schliesslich auch am NW-Rande der Ortschaft, wo besonders die obere knollige, kalkige Partie in einigen Gärten sehr gut aufgeschlossen ist.

Die Gesteine der Trinodosuszone scheinen jenen der Reitzi-Zone auf das Gemeindegebiet nicht mehr zu folgen. Umso besser ist jedoch in diesem Gesteinszuge der im Hangenden lagernde Tridentinuskalk ausgebildet. Dieser zieht vom Hamarászótale bis zu dem durch das Bedetal angedeuteten Bruch von Kádárta—Szabadja in einer ununterbrochenen Zone. Der Tridentinuskalk der Hügel zwischen dem Hamarászótal und der Ortschaft wird zum grössten Teil durch denudierten Süsswasserkalk bedeckt. Das Gestein ist hier wie auf dem Gebiet der Gemeinde typisch ausgebildet, nur am W-lichen Ende der Ortschaft, bei dem sogenannten Kertekalja und Csimorkahát gibt es darin auch mehr helle, ja sogar weisse, körnige Abarten. An der gegen das Bedetal abfallenden Lehne des Csimorka finden sich auch wohlerhaltene Fossilien. Es wurden hier folgende Arten gesammelt:

Daonella Lommeli Wissm. sp.
Daonella obliqua Mojs.
Anoplophora (*? Pleuromya*) *sf. musculoides* Schl.
Worthenia sp. ind.
Neritaria sp. ind.
Arpadites Arpadis Mojs.
Proarcestes subtridentinus Mojs.
Monophyllites wengensis Mojs.

[1] Vergl. Böckh: Südlicher Bakony S. 63; Gruppe *h*) des Profiles und L. Roth v. Telegd: Földt. Közl. Bd. I, S. 245.

In diesem Gebiete gleicht das Gestein an einzelnen Punkten jenen Abarten des Tridentinuskalkes am Katrabocza, welche eine förmliche Lumachella aus Bruchstücken der dort gefundenen Fauna bilden.

Beim Kertekalja und längs des Csimorka finden sich auch weisse Kalksteine mit Muschelspuren, welche den Myoconchenschichten vom Tóhegy entsprechen. Hier scheinen jedoch diese weissen Kalksteine keinen bestimmten Horizont zu bezeichnen, indem sie sowohl im unteren, als auch im oberen Abschnitt des Tridentinuskalkes vorkommen. Von Muschelresten aus diesem Gestein bestimmte Prof. Fr. Frech *Anoplophora (Pleuromya) musculoides* Schloth., L. v. Lóczy aber die ausserdem auch von Hajmáskér bekannte *Myoconcha gregaria* Bittn. Ebenhier, beim Kertekalja fand ich noch eine Gesteinsart, einen aus den Äckern geförderten gelblichroten, dünner geschichteten Kalkstein mit glatter Oberfläche, aus dem zahlreiche Exemplare von *Daonella Lommeli* zutage gelangten. Auch dieses Gestein dürfte nur eine lokale Abart des Tridentinuskalkes sein.

Die Tridentinuskalkzone von Kádárta wird im Hangenden durch hellgraue, dann mergelige, etwas hornsteinführende Kalksteinschichten mit knolliger Oberfläche begleitet. Am schönsten sind diese am E-Rande der Ortschaft, an der sich gegen N wendenden Landstrasse, besonders aber auf den zwei letzten, am Ende der Ortschaft gelegenen Gliedern jenes Hügelzuges ausgebildet, der vom Hamarászótale herkommt. Die Höhe der erodierten Hügel wird, wie gesagt, durch Süsswasserkalk bedeckt, so dass die fraglichen grauen Kalksteine nur an den Lehnen der Hügel und unter dem Rasen der kleinen Talmulden zwischen den Hügeln zutage treten. Von hier an ziehen sie in beträchtlicher Breite an die gegen die Eisenbahnstation abfallenden Lehne bis zum N-Rande der sich dort ausbreitenden Hutweide. Hier erreicht man bald jene Gesteinsart, die im Hangenden des Kalksteines von Füred auch in anderen Gebieten vorkommt, und an deren Oberfläche sich auch hier ausgewitterte Brachiopoden und Cidarisstacheln finden. Dies ist also der Kalkstein vom Berekhegy. Auf den von der Weide abgezäunten Äckern zeigt sich schliesslich bereits Dolomit. In dem tieferen, grauen Füreder Kalke fand Lóczy einen Cephalopoden, der von Frech als *Lecanites* sp. aff. *Lóczyi* bestimmt wurde.

Dem schmutziggrauen, Knollen und Fossilien führenden Mergel, welcher anderwärts im Liegenden des Kalkes von Füred auftritt, begegnete ich hier nicht.

Alle drei Gesteine streichen samt den liegenden tieferen Gliedern in einem von NE gegen S, dann gegen NW gebogenen, in der Mitte ziemlich verschmälerten Bogen über einen grossen Teil der Ortschaft nach dem Bergrücken Csimorka, um hier teils unter dem Süsswasserkalke zu verschwinden, teils aber im Bedetale an dem Bruche Kádárta—Szabadja endgiltig abzubrechen.

Als Abschluss der Beschreibung der Verhältnisse von Kádárta muss neuerdings betont werden, was über das Profil II Mojsisovics' bereits gesagt wurde, nämlich dass die Konstruktion dieses Profils fehlerhaft ist. (Vergl. mit Profil XV auf Taf. I, Fig. 10.) Dieses Profil endet nämlich nach der Beschreibung bei Kádárta im Sédtale. Bei Kádárta wiederholen sich nämlich nach dem Profil die Gesteine der zwischen dem Bruch von Litér und zwischen Gelemér gelegenen Zone, mit Ausnahme der Werfener Gruppe, so zwar, dass die untere, bezw. die mittlere Trias eine Synklinale bildet, die durch Hauptdolomit ausgefüllt erscheint. Ferner lagern in demselben Profil die Reitzi-Schichten bei Kádárta zwischen dem Hauptdolomit und

dem Tridentinuskalk, bezw. über letzterem.[1] Diese Beobachtung wurde von J. v. Böckh berichtigt, einerseits dadurch, dass er die grünen Tuffe von Kádárta in das Liegende des Tridentinuskalkes setzte (S. 132), andererseits aber dadurch, dass er das Zutagetreten der älteren Triasglieder zwischen Hajmáskér und Kádárta einem weiteren Bruche zuschreibt (S. 143). Dass diese Bruchlinie aus dem Profil II Böckhs dennoch fehlt, kann nur auf den Umstand zurückgeführt werden, dass das Profil an jener steilen Dolomitwand endet, längs welcher die in Rede stehende Zone, wie gesagt, auf einer Strecke von etwa $1^1/_2$ km abbricht und unter dem heutigen Sédbette verschwindet.

4. Die Cserhalompuszta bei Szentkirályszabadja.

An der Bruchlinie von Kádárta—Szabadja erfuhr die Hauptzone der Trias, wie erwähnt, eine Verschiebung und sie setzt hier ab. Auch ist bekannt, dass über die Verschiebungslinie hinaus, gegen Szentkirályszabadja, auf der Gondota genannten, ausgedehnten Weide ein ziemlich disloziertes Gebiet folgt, auf dem es fast unmöglich ist sich über das Alter der zusammengeschobenen und abradierten Dolomite Klarheit zu verschaffen.

S-lich von Gondota sind die Verhältnisse wieder ruhiger. Hier streicht die Zone der Werfener Gruppe, die sich beim Disznódomb nahezu nach S wendete, wieder regelrecht nach SW, doch ist sie auf unserem Gebiete nur noch durch ihr Schlussglied, den Plattenkalk und einen Teil des in seinem Liegendem befindlichen Dolomites vertreten. Beide Gesteinszonen ziehen in einem regelmässig gelagerten Zug mit SW-lichem Streichen und NW-lichem Fallen längs des N-Randes von Szentkirályszabadja und über die S-lichen, bewaldeten Teile der zu dem Gemeindegebiete gehörigen Cserhalompuszta bis zur Medgyespuszta, wo sie unter Löss verschwinden, um auf unserem Gebiete nicht mehr zutage zu treten. Nur im W-lichen Teil der Ortschaft, im mittleren Teile der zur Medgyespuszta führenden Strasse wird die Einheitlichkeit des Zuges durch wenige kleinere Partien von Süsswasserkalk gestört.

Der Plattenkalk erscheint in dem an die Ortschaft angrenzenden Walde der Cserhalompuszta prächtig aufgeschlossen, und führt hier auch Fossilien. Von da stammen auch die ersten von Frech beschriebenen Exemplare von *Gervilleia modiola.*

Im Hangenden dieser Zone der Werfener Gruppe und von ihr durch ausgedehnte Lössgebiete getrennt, treten an mehreren Punkten Dolomite zutage. So NE-lich von der an der Cserhalompuszta vorbeiführenden Veszprémer Landstrasse, wo der Dolomit in weitausgedehnten Gruben zur Gewinnung von Mörtel und Strassendeckmaterial gebrochen wird. Der frische Dolomit ist hellgrau, stellenweise violett und etwas bituminös. Er fällt gegen NW unter 30° ein. Im NW-lichen Teile dieser länglichen Dolomitpartie ist das Gestein hornsteinführend, kalkiger und rot; ja am Endpunkte derselben lagern bereits Stücke von unverkennbarem Tridentinuskalk umher. Ob die mittleren Partien der länglichen Dolomitpartie nicht der anisischen, allenfalls ladinischen Stufe entsprechen, konnte nicht ermittelt werden. Soviel

[1] Mojsisovics: Beiträge z. Kenntni d. Cephalop. usw. S. 97.

ist gewiss, dass im mittleren Teile dieser Partie und auf den unebenen Äckern an der Landstrasse nicht nur der rote Tridentinuskalk, sondern auch das grüne Gestein des Reitzi-Horizontes, ja sogar die rauchgrauen mergeligen Kalke der Trinodosuszone auftreten. Aus einem lose daliegenden Stücke der letzteren ging ein *Ptychites*-Fragment hervor.

Dieser Dolomit tritt an der Landstrasse, kaum 100 m W-lich von den Gruben entfernt neuerdings zutage und zieht über die waldige Anhöhe S-lich von der Cserhalompuszta in einem Bogen gegen die Medgyespuszta, wo er dann ebenso wie der liegende Plattenkalk an einer gegen N verlaufenden Verschiebung unter Löss verschwindet.

Wir wollen nun die Verhältnisse der zu Szentkirályszabadja gehörigen Cserhalompuszta untersuchen.

Der Wald der Cserhalompuszta ist durch bebaute Landstreifen in drei Teile gegliedert. Die eine Waldpartie erstreckt sich an der Landstrasse bis auf die erwähnte waldige Anhöhe. Dies ist die N-liche Waldpartie. Die zweite, die östliche zieht — ebenfalls an der Landstrasse — bis Szentkirályszabadja und wird von dem N-lichen Wäldchen bloss durch eine kleinere beackerte Lösspartie getrennt. Hier sind die erwähnten, *Gervilleien* führenden Plattenkalke aufgeschlossen. Die dritte Waldpartie befindet sich W-lich von dieser und erscheint mit der ersten durch einen langgezogenen Dolomitrücken verbunden. Noch weiter W-lich gibt es noch eine vierte Waldpartie, die jedoch bereits zur Medgyespuszta gehört. Ihr Untergrund besteht, ähnlich wie der zur Cserhalompuszta gehörigen E-lichen Waldpartie ausschliesslich aus Plattenkalk und in geringem Masse aus Werfener Dolomit. Über diese ist nichts weiter zu sagen.

Umso interessanter erscheint das N-liche und W-liche Wäldchen, sowie die diese trennenden steinigen Äcker. Die obersten Bänke des Megyehegyer Dolomits der von der Anhöhe der N-lichen Waldpartie auf jene des W-lichen Wäldchens hinüberzieht, verlieren nämlich ihren schmutziggrauen Ton und nehmen eine schneeweisse Farbe und zuckerkörnige Struktur an. Was von den übrigen Horizonten der mittleren Trias erwähnt wurde, nämlich, dass sie auch in dolomitischer Fazies auftreten können, gilt hier auch für den oberen, brachiopodenführenden Abschnitt der Decurtatenzone, dem Stur'schen Recoarokalk. Denn die erwähnten Dolomitbänke sind mit den charakteristischesten Formen dieses Horizontes gänzlich angefüllt. Dasselbe lässt sich auch bei den über den Dolomitbänken lagernden, rauchgrauen, etwas mergeligen Kalksteinen beobachten. Im Dolomit finden sich natürlich bloss Hohlräume von Fossilien, oder ausgewitterte Umrisse von Fossilienschalen, während in den Kalksteinen sehr wohl erhaltene Versteinerungen vorkommen.

Die Fossilien sind durchwegs Brachiopoden und schliessen sich nach Bittner zunächst der Fauna von Köveskálla an.[1] Ich sammelte hier insgesamt 10 Arten und eine neue Varietät, u. zw.:

Spiriferina Mentzelii Dkr. sp.
„ *fragilis* Schloth sp.
„ *avarica* Bittn.

[1] Bittner: Triasbrachiopoden aus dem Bakony. S. 54, Pal. Anh.

Spiriferina hirsuta Alb. var. *incurvata* RENZ
„ *Lóczyi* RENZ
Spirigera (*Athyris*) *trigonella* SCHLOTH sp.
Rhynchonella decurtata GIB. sp.
„ nov. sp. aff. *decurtatae* GIB. sp.
„ *attilina* BITTN.
Waldheimia angusta SCHLOTH. sp.
„ *angustaeformis* BÖCKH.

Diese brachiopodenführenden Ablagerungen lassen sich in den beiden Wäldchen, sowie den dazwischen hinziehenden steinigen Äckern allenthalben verfolgen. Darüber liegen die Gesteine der Trinodosus-Zone.

An der Stelle, wo der die N-liche Waldpartie in NE—SW-licher Richtung durchquerende Weg den NE-lichen Rand des Wäldchens und die Landstrasse erreicht, findet sich über dem Decurtatendolomit ein gelblichgrauer, bröckeliger Mergel in welchem nebst leicht kenntlichen Brachiopoden (*Spiriferina Mentzelii, Sp. fragilis, Spirigera trigonella*) auch Cephalopodenquerschnitte vorkommen. Weiter W-lich und S-lich ist aus dem Waldboden, besonders aber aus den steinigen Äckern brechbares Material zu gewinnen, die häufig *Ptychites*-Reste führen. Das Gesteinsmaterial ist verschieden. Es gibt ein Gestein, das der dunkler grauen hornsteinführenden Gesteinsart von Kádárta ähnlich ist, ein anderes wieder gleicht dem gelblichbraunen Gestein vom Berekhegy.

In nächster Nähe der anisischen Sedimente von Cserhalom folgen gegen das Hangende hin kavernöse, hornsteinführende gelbe Kalke und sehr spärlich grünliche mergelige Gesteinsstücke. Diese Eigenschaften kommen — wie bekannt — den Gesteinen des Reitzi-Horizontes zu, und es ist möglich, ja sogar wahrscheinlich, dass das in Rede stehende Gestein tatsächlich diesen Horizont vertritt. Freilich liegen zur sicheren Klärung der Frage bis zur Zeit noch ungenügende Beobachtungen vor.

Die Wengener Schichten hingegen sind längs des ganzen Zuges unzweifelhaft vorhanden, u. zw. in der Form des petrographisch vorzüglich charakterisierten Tridentinuskalkes.

Im Tridentinuskalke des N-lichen Wäldchens fanden sich mehrere Exemplare von *Daonella Lommeli*. Von dort stammen noch drei Cephalopoden: *Proarcestes subtridentinus* MOJS., *Monophyllites wengensis* MOJS. und *Arpadites* sp. ind., ferner wenige schlecht erhaltene Muschelfragmente.[1]

[1] In neuester Zeit wurde in diesem Teile der Cserhalompuszta ein Steinbruch eröffnet, in dem die oberen, hellen Abarten des Tridentinuskalkes prächtig aufgeschlossen sind.

Dieser Aufschluss ist ausser seiner Fossilführung auch deshalb beachtenswert, weil darin der hellgraue hornsteinführende Tridentinuskalk mit einer grünlichen Mergelkruste überzogen ist und mit ebenfalls grünen Diabastuffschichten wechsellagert. LÓCZY bestimmte in dem ihm zugesandten Material folgende Arten:

Trachyceras ladinum KLPST. sp.
Monophyllites wengensis KLPST. sp.
Arpadites Arpadis MOJS.
„ *Szabói* BÖCKH sp.
„ *Telleri* MOJS.
Celtites epolensis MOJS.

Das im Hangenden der *Lommeli*-Zone befindliche Gestein, welches zum Füreder Kalke gerechnet werden kann, kommt nur im W-lichen Wäldchen vor, u. zw. an jenem Feldwege, welcher die N-liche Waldpartie der Cserhalompuszta durchquert und längs des NE-Randes der W-lichen Waldpartie verläuft. Hier liegen nämlich, besonders an dem Wege und dem Waldsaume helle, gelblichgraue, wenig hornsteinführende und scharf zersplitternde Kalksteine in grosser Menge umher. Die anstehenden Schichten scheinen durch den Waldboden verdeckt zu sein. Das Gestein selbst gleicht dem Füreder Kalk in jeder Beziehung, und der Umstand, dass sich im Liegenden graulichweisser Brachiopodenmergel, im Hangenden aber dünngeschichtete Kalksteinplatten mit unebener Oberfläche fanden, bekräftigt die Annahme dass man es hier mit echtem Füreder Kalk zu tun hat, noch mehr.

Die darunter folgende mergelige Gruppe lieferte bisher keine Fossilien, doch weist sie sowohl betreffs ihrer Lage, als auch hinsichtlich ihrer petrographischen Eigenschaften auf den Fossilien der Aonoides-Zone führenden Mergel im Nadelwalde von Sóly hin, umsomehr als gegen das Hangende zu auch in diesem Gebiet ein an den Kalkstein vom Berekhegy erinnerndes Gestein folgt. Noch weiter oben findet sich ein schmutzig graulichgelber, hornsteinführender Dolomit, was die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Nadelwalde von Sóly noch mehr betont.

Schliesslich soll bemerkt werden, dass sich diese kleine mitteltriadische Zone am SW-Rande des Wäldchens ellenbogenförmig bricht und in NW-licher Richtung streichend am E-Abhange des abflusslosen, mit Löss bedeckten Beckens Kaszavölgy verschwindet.

Gegen die Mitte der Wäldchens ist die Trinodosus-Zone in der Berekhegyer Fazies ausgebildet und führt viel Cephalopoden.

Bevor wir nun das Gebiet verlassen, muss auch noch des nacheliegenden, sogenannten Kis-Kilátóhegy gedacht werden. Diese Anhöhe besteht aus Dolomit. Die gegen NW einfallenden Schichten sind meistenteils weisslich und sehr kalkig. Am E-Rande des Hügels zeigen sich darin grössere Nester von Gastropoden. Diese Gastropoden weisen nach brieflicher Mitteilung Herrn Kittls den Charakter der ladinischen Gastropoden auf und deuten besonders auf die Esino-Schichten hin.

5. Der Alsó- oder Füredierdő bei Veszprém und die angrenzenden Riede von Vámos.

NW-lich von der Medgyespuszta bekommt man auf den Äckern noch eine Zeit lang Plattenkalk zu Gesicht, jedoch nur in losen Stücken. Von da ab schreitet man bis zu dem etwa 2 km entfernten Alsóerdő bei Veszprém ausschliesslich auf Lössboden hin. Das aufgeforstete Gebiet des Alsóerdő erstreckt sich auf zwei von

Arcestes subtridentinus Mojs.
„ cf. *pannonicus* Mojs.
Orthoceras cf. *campanile* Mojs.
„ sp. ind.

Diese Schichten werden hier sowohl im Hangenden, als auch im Liegenden vom typischen roten Gestein des Tridentinuskalkes umgeben. Die Bedeutung dieses Vorkommens wird unzweifelhaft noch durch den Umstand erhöht, dass der Tuffgehalt auf eine petrographische und genetische Verwandtschaft mit den Reitzi-Schichten hinweist.

SE gegen NW ziehende Hügelreihen, sowie auf die zwischen und neben ihnen hinziehende kleine Ebene. Am Aufbau der Hügel nimmt auch die anisische, ladinische und karnische Stufe teil. Fast jede von ihnen ist reich gegliedert. Die Lagerungsverhältnisse sind auch hier normal, d. h. das Einfallen der aufeinander folgenden Schichtgruppen ist auch hier im allgemeinen NW-lich.

Die W-liche Hügelreihe, die von der SW-Ecke des Alsóerdő über den sogenannten Kériharaszt bis zur N-lichen Ecke des Waldes zieht, liefert ein ziemlich einheitliches Profil, während die E-liche Hügelreihe durch überlagernden Löss in drei Teile gegliedert wird, so dass sie nur an einigen Punkten genauer studiert werden kann. Am besten ist die S-lichste Anhöhe der E-lichen Hügelreihe aufgeschlossen, da die Gräben der darüber verlaufenden Füreder Strasse ziemlich gute Aufschlüsse liefern. Wir wollen hier beginnen.

In der Waldecke zwischen der Landstrasse und dem Grenzgraben des Komitates Zala befindet sich ein kleiner Dolomithügel. Im Liegenden findet sich gegen die Köveskutipuszta hin Plattenkalk, im Hangenden aber fossilführender Muschelkalk, der Dolomit ist also Megyehegyer Dolomit. Fossilien liegen mir daraus nicht vor. Über dem Dolomit folgt, den Verhältnissen am Forráshegy bei Felsőörs entsprechend noch ein dolomitischer und ebenfalls fossilleerer Mergel. Der Hangende und mit der Landstrasse fast parallel verlaufende Muschelkalk wird gerade von der Strasse durchquert. Der Strassengraben brachte dunkelbräunliche, ziemlich dichte und wohlgeschichtete Kalksteine, sowie gelblichgraue bituminöse, mergelige und kalkige Schiefer zutage. Diese beiden Gesteine kommen — wie ich beobachtete — auch wechsellagernd vor, obzwar der grössere Teil der Mergelkalke eine etwas höhere Lage einzunehmen scheint, und ihre Fauna vornehmlich aus Cephalopoden besteht, während die bräunlichgrauen festen Mergel die von Frech hervorgehobene, zwerghafte Lamellibranchiatenfauna vom Alsóerdő lieferte,[1] die von Arthaber als Lamellibranchiatenfazies der Decurtata-Zone betrachtet wird. (Lethaea II. Mediterr. Alpine Trias. S. 420.)

Dieser Fundort lieferte folgende Fauna:

Spiriferina Mentzelii Dkr. sp.
Terebratula vulgaris Schloth sp.
Cassianella ampezzoana Bittn. mut. *praecursor* Frech.
Daonella Sturi Ben.
Posidonomya vengensis mut. *alta* Frech
Pecten discites Schloth.
„ sp. (Bittner) Baka.
Pecten entolium sp.
Gervilleia Alberti Credn.
Mysidioptera silvatica Frech
Nucula cuneata Goldf.
„ *Goldfussi* Alb. var.
Ctenodonta elliptica Goldf. sp. mut. nov. *praecursor* Frech

[1] Frech: Neue Zweischaler usw. S. 11. Pal. Anh.

Prof. Frech erwähnt dort, dass Bittner ein Gesteinsstück aus dem Alsóerdő anführt, das an den Kalk von Reichenhall erinnert, und auf welchem kleine Modiolen und Gervilleien zu sehen sind. Dieses Gesteinsstück stammt, wie dies auch Bittner selbst schreibt, nicht von hier, und es gibt meines Wissens hier überhaupt kein derartiges Gestein. An der S-Ecke des sogenannten Apróserdő hingegen, nächst der Köveskúti-puszta, gibt es Kalksteine, in welchen die oberwähnten kleinen Muscheln häufig sind, und diese gehören zu dem Plattenkalke. Das von Bittner erwähnte, *Pecten entolium* sp. führende Gestein hingegen rührt entschieden aus dem Alsóerdő her, u. zw. aus der bräunlichgrauen, kalkigen Gruppe der an der Landstrasse aufgeschlossenen Gesteine.

Ctenodonta lineata Goldf. sp. mut. nov. *minutissima* Frech
Leda (?) excavata Goldf. sp.
Myophoria proharpa Frech
Balatonites lineatus Arth.
„ cf. *scylla* Arth.
Balatonites sp. ind. juv.
Ceratites trinodosus Mojs.
„ sp. ind. ex aff. *Beyrichi* Mojs.
Ptychites flexuosus Mojs.
„ cf. *megalodiscus* Beyr. sp.

NW-lich von der Landstrasse, also nach dem Hangenden geht das Gestein in hellere und kalkigere Abarten über, doch führt es auch viel Hornstein. Ja, die Hornsteinführung nimmt stellenweise dermassen überhand, dass einzelne grössere Blöcke gänzlich aus Hornstein bestehen. Von hier stammt ein Exemplar von *Ptychites megalodiscus*, das ebenfalls aus reinem Hornstein besteht.

Noch weiter oben, an einzelnen Pfaden im Walde finden sich Gesteinsstücke, die schon entschieden das Aussehen der graulichen oder blassroten Abarten des Tridentinuskalkes annehmen. Gegen das Hangende der gelegentlich der Aufforstung herausgehobenen kieseligen Kalksteine folgen dolomitische Gesteine, die auf dem sanften Rücken, welcher W-lich von der Landstrasse hinanzieht, überall zu beobachten sind, u. zw. bis zum nächsten Hügel, wo die Dolomite anstehende, dicke Bänke bilden. Sie fallen gegen NW unter 40° ein. In ihrer Streichrichtung findet sich auch auf der W-lichen Hügelreihe ein ähnlicher Dolomit.

Im NW schliesst sich den vorerwähnten noch ein langgestreckter Rücken an, an dessen S-lichem Ende auch mergelige Gesteinsstücke umherliegen, während der ganze Rücken im übrigen grösstenteils ebenfalls aus Dolomit besteht. Auch die Gesteine dieses Rückens reihen sich in die Schichtenfolge der W-lichen Hügelreihe ebenso ein, wie jene bituminösen Kalke, die im Hangenden dieses N-lichsten Dolomits über den dort vorbeiführenden Waldweg streichen und Raibler Brachiopoden, wie ferner kleine Megalodonten führen.

Auf diesem E-lichen Hügelzuge sind die Aufschlüsse schlecht, so dass die hier vorkommenden Gesteine erst bei der Abhandlung der entsprechenden Bildungen der W-lichen Hügelreihe berücksichtigt werden sollen. Das Profil vom Alsóerdő wurde längs der W-lichen Hügelkette verfertigt.

a) Das Profil vom Alsóerdő.

(Profil IX auf Taf. I, Fig. 6.)

Die öfters erwähnte W-liche Hügelreihe des Alsóerdő bei Veszprém zieht längs des W-Saumes des Waldes in SSE—NNW-licher Richtung und ist nahezu 2 km lang. Auch diese ist, ebenso wie die E-liche durchwegs bewaldet, was die Beobachtung natürlich auch hier sehr ungünstig beeinflusst. Der Einblick in den Bau wird jedoch teils durch einige Steinbrüche, teils aber durch den Umstand erleichtert, dass sich auf der Höhe der Hügel grösstenteils anstehende Gesteine finden, ferner dadurch, dass die Lössdecke der am Fusse der Hügel sich erstreckenden Äcker ziemlich dünn ist, so dass der Pflug hie und da Stücke des Untergrundes zutage bringt.

Wir wollen die Betrachtung beim Liegenden beginnen.

Von dem Punkte, wo die Füreder Landstrasse den Alsóerdő gegen Füred hin verlässt, führt in W-licher Richtung ein Flurweg gegen Faész. 500 Schritte weit

in W-licher Richtung erreicht dieser Weg den Fuss der ersten Anhöhe und damit das tiefste Glied des Profils:

a) den *Dolomit vom Megyehegy.* Der Dolomit ist unmittelbar am Wege in Gruben aufgeschlossen. Seine obere Partie ist dünn geschichtet, und endet mit dem auch im Profil von Felsőörs überlagernden dolomitischen Mergel.

Weiter W-lich wird der Weg von einzelnen Schichtgruppen durchkreuzt, die einen gegen N offenen Bogen bilden. Zwischen die Schenkel des Bogens schiebt sich ein kleinerer Acker und die SW-Ecke des Alsóerdő ein. Auf diesem kaum 1—2 Joch grossen Gebiete finden sich alle von der Füreder Strasse beschriebenen Bildungen und ausserdem auch die grünen Tuffe des Reitzi-Horizontes.

Es kommen hier in erster Reihe vor:

b) die bräunlichen Kalksteine mit der Pygmäerfauna und den Balatoniten, dann

b_1) die grauen mergeligen Kalke mit den meistverbreiteten Cephalopoden der Trinodosuszone.

Diese beiden Fazies scheinen hier miteinander abzuwechseln.

Weiter oben, auf dem erwähnten Acker selbst und dem diesen umsäumenden Graben finden sich die

c) grünen Tuffe und kavernösen, hornsteinführenden lebergelben Kalksteine der Reitzi-Zone. Noch weiter aufwärts, an der SW-lichen Waldecke, in mehreren, mit Laub bedeckten Steinbrüchen treten

c_1) die schön entwickelten Bänke des Tridentinuskalkes zutage, auf welche dann sowohl hier, als auch an der Landstrasse

c_2) dickbänkiger, weisser, kieseliger, geaderter Dolomit folgt. Die Bänke fallen unter 30° gegen NW ein. Übrigens passt sich das Einfallen in dieser ganzen Gruppe dem erwähnten bogenförmigen Streichen an und schwankt zwischen NE—N—NW.

d) Dieser Dolomit nimmt gegen das Hangende ein mergeliges Äussere an und führt auch kleine Fossilspuren. Hier beschränkt sich die Hornsteinführung nur noch auf einzelne kleine Knollen.

Der bänkige Dolomit scheint in Anbetracht seiner konkordanten Auflagerung auf den Tridentinuskalk den oberen Abschnitt dieses Kalksteines, das darüber lagernde mergelige und kleine Fossilien führende Gestein aber den Mergel von Sóly zu vertreten.

Mit der Bildung *d)* schliesst die Schichtenfolge ab. Weiter NW-lich an dem SW-Rande des Waldes folgt jedoch alsbald wieder ein Dolomitgebiet.

d_1) Dieser Dolomit, welcher hier auf den umliegenden Äckern zutage tritt, entspricht seiner Lage nach dem Kalke von Füred.

e) Noch weiter oben bringt der Pflug Mergel zutage, in denen ziemlich häufig Abdrücke von *Halobia rugosa* vorkommen

e_1) Dann folgt neuerdings ein grauer, schmutziger Dolomit, welcher im Hangenden ebenfalls von

f) Halobienmergeln begleitet wird. Aus diesen stammen 1—2 Abdrücke der kleinen Raibler Form *Carnites floridus* Wulf. sp. Aus derselben Bildung gingen noch einige kleine Exemplare von *Spirigera quadriplecta* Mstr. sp. sowie ein Exemplar von *Rhynchonella* cf. *Pichleri* Bittn. hervor.

g) Das nächste Glied ist ein bröckeliger Kalkmergel, der mit dünnen, gelblichen Kalksteinplatten wechsellagert. Auf einer von ihnen fand sich ein Exemplar von *Dimyopsis intusornata* Bittn.

Es muss bemerkt werden, dass die Glieder $d_1 - g$) des Profils nur in Form von unter dem Ackerboden zutage tretenden Partien vorhanden sind.

h) Noch weiter gegen NW folgt eine kleine Anhöhe, welche wieder aus Dolomit besteht und die zugleich der W-liche Fuss des höchsten Hügels des Alsóerdő ist. Die Grundfärbung des Dolomits ist zumeist weisslichgrau, obzwar sich dazwischen auch etwas helleres Gestein findet. Im allgemeinen erinnert er lebhaft an einzelne in den entsprechenden Horizonten der karnischen Stufe bei Veszprém auftretende Dolomite. Fossilien fanden sich darin bisher nicht, abgesehen davon, dass ich von einer Bank ein mit einem Röhrensystem durchzogenes Stück abschlug, das auf pflanzlichen Ursprung deutet. Der Dolomit zieht übrigens bis auf das erwähnte N-liche Glied des E-lichen Hügelzuges. Sein Streichen stimmt mit dem vorherrschenden NE-lichen Streichen des ganzen Zuges überein, das Einfallen ist unter 20—30° ein NW-liches.

Wenn wir uns nun über die N-Lehne dieses Hügels zu dem Hangenden der in Rede stehenden Dolomite hinabbegeben, so überschreiten wir zunächst einen mit Waldboden bedeckten Sattel, auf welchem

i) hellgelbe Mergelplatten zutage treten.

Dann gelangt man in einen schütteren Hochwald, in welchem es mehrere verlassene Steinbrüche gibt. An den Lehnen finden sich

k) graue stäubend brechende Kalksteinbänke. Einzelne Raibler Brachiopoden und Muscheln kamen darin vor.

l) Im Hangenden fanden sich an dieser Stelle noch Mergel und dunkle bituminöse Kalksteine, welche — wie erwähnt — auch am N-Ende der E-lichen Hügelkette vorkommen. Auch in diesen fand ich Brachiopodenspuren und kleine Megalodenbruchstücke.

m) Doch zeigten sich hier schliesslich auch umherliegende Stücke eines Gesteins, wie ich ein solches vom NW-Rande der Ortschaft Vámos aus dem Profil X kenne. Es ist dies ein grauer, dunkelgefleckter, knolliger, mit Mergel stark inkrustierter Kalkstein. Dies sind jene Schichten, die auf Grund ihrer Fossilien bereits von J. v. Böckh als Äquivalente der alpinen Torer Schichten erkannt wurden. Ich fand in dieser Bildung keine bestimmbaren Fossilien, weshalb ich mich mit ihr an dieser Stelle nicht weiter befassen will.

Übrigens muss bemerkt werden, dass sich einzelne Glieder des Profils längs des W-Randes des Kékiharaszt genannten Beckens, W-lich vom Profil IX wiederholen. So lagert auf dem Mulatóhegy, dieser kleinen steinigen Anhöhe etwa 1 km S-lich von der Baláczapuszta das Glied *h*) des Profils IX, am SE-lichen Ausläufer desselben Hügels aber erscheinen die Äcker von *Halobia rugosa*-Mergel (IX, *f*) bedeckt, während weiter SE-lich wieder Dolomit auftritt (IX, *d*); die Rugosa-Mergel schieben sich also hier wie dort zwischen Dolomite ein.

Die Meierei der Baláczapuszta selbst steht ebenfalls auf einem mergelig-kalkigen Gestein, welches einem höheren Gliede, vielleicht der Gruppe *i*) des Profils IX entspricht. Schliesslich finden sich 4—500 m N-lich von Balácza, dort, wo die von Balácza nach Veszprém führende Strasse die NW-liche Ecke des Alsóerdő erreicht, längs der Grenze zwischen Vámos und Balácza ebenfalls gebankte Kalksteine, welche auch gebrochen werden. Das aus den Brüchen gewonnene Material ist in petrographischer Hinsicht mit der Gruppe *k*) des Profils IX ident. Einzelne der mehr oder weniger mächtigen Schichten sind auch fossilreich und führen besonders Brachio-

poden; der Erhaltungszustand der Versteinerungen ist jedoch meist ziemlich schlecht. Trotzdem gelang es aus dem gesammelten Material eine ziemlich wertvolle Fauna zu bestimmen, u. zw. folgende Arten:

Terebratula julica BITTN.
„ aff. *piriformis* SUESS
Aulacothyris cf. *Zirlensis* WÖHRM. sp.
Pecten cf. *subdivisus* BITTN.
„ cf. *transdanubialis* BITTN.
Gonodon sp. ind.

Wir wollen nun die Glieder des Profils IX in zusammenhängender Reihe folgen lassen:

a) Megyehegyer Dolomit und dolomitischer Mergel;
b) Decurtatenkalk mit der Pygmäerfauna;
b_1) Trinodosuskalk;
c) die grünen Tuffe und lebergelben kieseligen Kalke des Reitzi-Horizontes;
c_1) der typische rote, hornsteinführende Kalk und
c_2) der obere, bänkige, graue und hornsteinführende dolomitische Abschnitt des Tridentinuskalkes;
d) fossilführender, bröckeliger, dolomitischer Mergel (Mergel von Sóly);
d_1) schmutziggelber Dolomit (dolomitischer Kalk von Füred);
e) Mergel mit *Halobia rugosa* HAU.;
e_1) schmutziggelblicher unterer Raibler-Cassianer Dolomit;
f) grauer Mergel mit kleinen Raibler Formen, *Halobia rugosa* HAU. und *Carnites floridus* VULF. sp.;
g) grauer Kalkmergel mit *Dimyopsis intusornata* BITTN.;
h) oberer Raibler Dolomit;
i) mit Humus bedeckter Sattel, hie und da hellgelbe kleine Mergelplatten (Carditenmergel ?);
k) Kalkstein mit *Terebratula julica*, usw.
l) Megalodenkalk und
m) grauer, knolliger, mergeliger Kalk (Opponitzer Kalk).

Demnach umfasst das Profil drei Stufen: die anisische, ladinische und karnische Stufe.

*

Zwischen der Baláczapuszta, dem Alsóerdő, der Landstrasse Veszprém—Vámos und der Ortschaft Vámos erstrecken sich die zu Veszprém gehörigen Fluren Likacsi-dülő und Temető-dülő.

b) Likacsi-dülő.

Die Steinbrüche an der N-Ecke der Baláczapuszta liegen schon in der Flur Likacsi-dülő.

Kaum 300 Schritte W-lich von diesen Steinbrüchen erhebt sich eine kahle Anhöhe. Diese ist zugleich der höchste Punkt des Riedes. In der Richtung gegen

Vámos schliesst sich ihr noch eine zweite, kleinere Anhöhe an. Der E-liche, grössere Hügel besteht überwiegend aus Dolomit und lediglich in seiner E-lichen Hälfte zeigen sich Gesteine, die auf höhere Horizonte der Raibler Schichten von Veszprém und Vámos hinweisen. Auch auf dem W-lichen kleineren Hügel findet sich Dolomit und ein gelblicher mergeliger Kalkstein, in dem ich jedoch nebst Raibler Formen auch zwei für die Torer Schichten charakteristische Arten sammelte. Es gibt unter den umherliegenden Stücken wahrhaftige Lumachellen. Hieraus gingen folgende Arten hervor:

Avicula aspera Pichl.
Ostrea montis caprilis Klpst.
Myophoria cf. *inaequicostata* Klpst.
Coelostylina sp.
Omphaloptycha cf. *Ludwigi* Kittl.

Da der Dolomit zwischen den beiden Kalksteinausbissen zu lagern scheint, so dürfte derselbe als Raibler Dolomit zu betrachten sein. Er zieht abweichend von dem vorherrschenden Streichen NW—SE-lich. 200 Schritte SE-lich in dieser Streichungsrichtung findet sich bei dem Grenzgraben zwischen Vámos und Balácza noch ein kleiner Hügel, welcher aus demselben Dolomit besteht; NW-lich aber von der erwähnten Anhöhe des Likacsi-dülő trifft man alsbald neuerlich die kalkige-mergelige Raibler Gruppe an. Diese lässt sich dann in derselben Richtung bis zur Landstrasse Veszprém—Vámos verfolgen. Die Streichrichtung dieser beinahe 1 km langen Zone steht senkrecht auf der von Vámos in NE-licher Richtung ziehender karnischen Zone, was natürlich nur auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

c) *Temető-dülő.*

Bessere Aufschlüsse bietet der Temető-dülő. Ihn scheidet vom Likacsi-dülő ein Feldweg der von der N-Ecke von Vámos bis zur W-Ecke des zum Alsóerdő gehörigen Baráterdő führt. Die Aufschlüsse befinden sich an dem Wege selbst.

Von Vámos gegen den Baráterdő wird dieser Weg bald von mergeligen, bald von kalkigen, bald wieder von dolomitischen Gesteinen durchquert, deren SE—NW-liche Streichrichtung die Zugehörigkeit zu den eben beschriebenen Bildungen des Likacsi-dülő genügend beweist.

Etwa in der Mitte des Riedes führt der Weg über eine kleine steinige Anhöhe, auf welcher niederes Gebüsch Wurzel fasste. Auf dieser Anhöhe gibt es eine Menge Steinbrüche. Aus einigen derselben wird von den Einwohnern von Vámos auch jetzt noch Baumaterial gewonnen. Die in den Steinbrüchen aufgeschlossenen Gesteine fallen bereits wieder regelmässig gegen NW, u. zw. unter 25—30° ein. Dieser Umstand spricht dafür, dass diese kleinere NE—SW-lich streichende Gesteinszone das Ergebnis eines sekundären Aufbruches ist. In den tieferen Horizonten der Steinbrüche lagern 1—5 dm mächtige, graue mit viel Kalzitadern durchzogene Kalksteinbänke. In Bruchstücken derselben fand ich ein grosses, jedoch abgeriebenes Exemplar von *Trachyceras austriacum* var. *robusta* Mojs. Die darüber lagernden und an der NW-lichen Seite des Strassenkörpers aufgeschlossenen Schichten sind dünner, von unebener Oberfläche und mit mergeligem Überzug bedeckt. Jene Partie,

welche über den Weg selbst hinwegzieht, ist ein knolliges, konglomeratartiges Gestein, dessen feste Stücke durch einen gelblichen Mergel verkittet sind. Bisher wurden darin folgende Fossilien gefunden:

Koninckina Leonhardi Wissm.
Thecospira cf. *arenosa* Bittn.
„ sp. ind. und
Rhynchonella linguligera Bittn. in mehreren Exemplaren.

Etwa 100 m weiter gegen den Baráterdő hin folgt wieder eine mit Gestrüpp bewachsene Anhöhe, deren Untergrund jedoch bereits aus jüngeren karnischen Ablagerungen besteht.

Hier konnte folgendes beobachtet werden:

Gleich dort, wo der Weg den Fuss der Anhöhe erreicht, findet sich ein mit kleinen Rostflecken bestreuter Mergel, in dem kleine Carditen vorkommen. Darüber folgt eine ziemlich mächtige Serie von grauen, mit Kalzitadern durchzogenen Kalksteinen, dolomitischen Kalksteinen und mergeligen, kleine Nucula-Arten führenden mergeligen Kalksteinen. Ein scheinbar höheres Glied dieses Komplexes ist als dunkelgrauer, stellenweise poröser, zuweilen wieder fester und kantig zerklüftender Kalkstein ausgebildet, in dem kleine Megaloden vorkommen. Leider konnte ich hier die Fossilien nicht nach Horizonten sammeln, da dies auf einem solchen Gebiete, auf dem viel weidendes Vieh umherstreift, und das auch vom Pfluge durchzogen wird, nicht möglich ist, ausserdem kein Aufschluss, sondern nur umherliegende Stücke vorhanden sind. Die ganze Schichtgruppe lieferte folgende Fauna:

Rhynchonella Arpadica Bittn.
„ „ „ var. *parcecostata* Bittn.
Terebratula julica Bittn.
„ *piriformis* Suess.
Waldheimia (Cruratula) aff. *Damesi* Bittn.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wörm. sp.
Lima cf. *austriaca* Bittn.
Dimyopsis cf. *intusornata* Bittn.
Macrodon juttensis Bittn.
Myophoria inaequicostata Klpst.
Cardita cf. *Pichleri* Bittn.
Physocardia sp. ind.
Gonodon sp. ind.

Weit draussen auf den Äckern in der Richtung gegen das Wegräumerhaus an der Landstrasse treten gegen das Hangende dieser Schichtgruppe hin noch lange Zeit Trümmer von hierhergehörigen Gesteinen auf, doch fanden sich darin keine Fossilien.

Es muss nun noch der Lagerung dieser Gesteinsgruppe gedacht werden. Der bisher verfolgte Weg wendet sich bei dem Grenzgraben des Baráterdő gegen SE und von nun an finden sich einzelne der besprochenen Gesteine auch im Strassengraben aufgeschlossen, ja der im Liegenden der Nuculenmergel befindliche Kalkstein

ist auch in einem Steinbruche erschlossen. In den Schichtenfugen wächst der Mergelgehalt an und es bilden sich hier eigenartige Konkretionen. Ihre Grösse ist verschieden: es gibt solche, die die Grösse eines Zündholzes haben, andere wieder sind fingergross. Ihre Gestalt ist ziemlich mannigfaltig, obzwar die meisten stäbchen- oder ohrförmig sind und alle eine ziemlich regelmässige Riefung aufweisen. Eine ähnliche Erscheinung beobachtete ich sonst nirgends.

Diese mergeligen Kalksteinschichten fallen unter 25° gegen NNW ein. In ihrem Hangenden liegen auf den Äckern auch hier Stücke des Carditenmergels umher.

Noch weiter gegen SE finden sich auf dem Boden bereits lose Stücke von sehr dolomitischen Mergeln; schliesslich gelangt man zu Steinbrüchen, in welchen bereits reiner Dolomit gewonnenen wird. Der Dolomit ist graulichweiss, hie und da mehr schmutzig und gelblich, dickbankig und steht in Konkordanz mit der soeben verlassenen kalkig-mergeligen Gruppe. Seine Lagerungsverhältnisse rufen die Vermutung wach, dass der Dolomit zwischen die soeben beschriebenen Gruppen und das Brachiopodenkonglomerat des Temető-dülő eingelagert ist.

Ein Vergleich der Verhältnisse im Temető-dülő mit der im Profil IX zusammengestellten Schichtenreihe zeigt, dass die beiden zum Teil wohl übereinstimmen, dass jedoch andererseits auch Unterschiede vorhanden sind. Ein Unterschied besteht darin, dass die den ersten Horizont des Temető-dülő bildenden Trachyceratenbänke und Brachiopodenkonglomerate aus dem Profil IX fehlen. An ihre Stelle tritt wahrscheinlich der mit e_1) bezeichnete Dolomit. Die übrigen Schichtengruppen des Temető-dülő lassen sich in die Schichtenfolge des Profils IX bereits ohne Schwierigkeit einfügen. So entspricht der im Liegenden des Carditenmergels befindliche Dolomit dem Dolomit *h*) des Profils IX; der Mergel selbst aber entspricht dem Gliede *i*) des Profils IX; der Brachiopodenkalk ist mit dem Gliede *k*), der Megalodenkalk mit dem Gliede *l*) ident.

Nur der Nucula-Mergel scheint im Profil IX zu fehlen, was sich übrigens auch damit erklären lässt, dass die Beobachtung an der NW-Ecke des Waldes durch den mächtigen Waldboden zu sehr beeinträchtigt wird. Am Temető-dülő konnte seine Lage nicht genau festgestellt werden. Doch ist mir aus den Verhältnissen bei Veszprém bekannt, dass er zwischen dem Brachiopodenhorizont *k*) und dem Megalodenhorizont *l*) lagert, ja mit letzterem — wie es scheint — stellenweise sogar wechsellagert.

6. Vámos, Gyűrtető (fälschlich Hegyesgyűr).[1]

(Profil X auf Taf. I, Fig. 4.)

Im W der Ortschaft Vámos zieht ein langer Bergrücken, namens Gyűrtető dahin. Die E-liche, steilere, gegen die Ortschaft abfallende Lehne dieses Rückens trägt Äcker und teilweise Gärten. Die W-liche, sanfte Lehne ist bald waldig, bald wieder erstreckt sich darauf Gestrüpp oder Weiden. Der Bergrücken zieht gegen N bis zur NW-Ecke der Ortschaft, wo er in ein niederes Plateau, das sogenannte Déllő

[1] Gelegentlich der Aufnahme in der Umgebung von Vámos entnahm ich die Benennung „Hegyesgyűr" der Kopie einer Gemeindekarte. Dieser Name bezieht sich jedoch auf eine waldige Anhöhe, welche sich im Alsóerdő von Vámos zwischen den Hügeln Katrabocza und Somhegy erhebt; der im W der Ortschaft dahinziehende Kamm hingegen heisst richtig „Gyűrtető".

übergeht, das einesteils durch das Tal des Sédflusses von Vámos, anderenteils aber durch den oberen, Rudatal genannten und das Dolomitplateau Bödölle umsäumenden Abschnitt des in den Sédfluss mündenden Tekerestales umgrenzt wird. Diese beiden Plateaus werden durch ein kleines zwischen das Bödölle und Kistelek eingeschnittenes Tälchen abgetrennt. Die Oberfläche des Plateaus ist eines der lehrreichsten Beispiele der tertiären Abrasion. Die Dolomitmasse der Plateaus fällt in das mit dem Charakter des Sédtales ausgebildete Rudatal in steilen Wänden ab; die wohl entwickelten, gegen NW einfallenden Bänke des Dolomits sind oben glatt wie ein Tisch abradiert.

Die Dolomite des Bödölle, die am E-Rande des Plateaus gut aufgeschlossen sind, erscheinen gegen das Liegende hin von Löss bedeckt, der dann bis zum S-Rande des Alsóerdő hinaufzieht und auf einer Strecke von 2 km fast jedwede Beobachtung des Untergrundes vereitelt.

Nicht so das sich dem Gyűrtető anschliessende Plateau. Hier finden sich im Liegenden des Dolomits bloss 1—2 kleinere Lösspartien und neuerdings wurden auch diese zur Eröffnung von Steinbrüchen an mehreren Punkten abgetragen. Weiter S-lich, am Gyűrtető selbst treten die Schichten — abgesehen von einer mit Löss ausgefüllten Einsenkung — bis an die Grenze des Gebietes überall zutage; nahe zur Grenze erhebt sich hier an der E-Ecke des Alsóerdő von Vámos der Katrabocza, ein felsiger Hügel. Auf der N-Lehne dieses mit Wald bestandenen steinigen Hügels, welche in unser Gebiet herübergreift, gibt es eine Menge alter Steinbrüche, in denen ehemals als „Marmor von Vámos“ Tridentinuskalk gebrochen wurde.

Um die bisher eingehaltene Reihenfolge bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Gyűrtető nicht abändern zu müssen, will ich die Besprechung bei der eben erwähnten E-lichen Ecke des Alsóerdő von Vámos beginnen.

An der am E-lichen Fusse des Katrabocza vorbeiführenden Strasse findet sich an jener Stelle, wo der Alsóerdő von Vámos und der Felsőerdő von Faész aneinanderstossen, Dolomit. Der Dolomit schwenkt einerseits auf die S-Lehne des Katrabocza ab, andererseits aber verläuft er mit NNE-lichem Streichen gegen den Fuss der S-lichen, grösseren Hälfte des Gyűrtető, gegen den sogenannten Kiskuti-dülő. An der linken Seite der am Waldessaume führenden Strasse findet sich nun weiter gegen N bis zu der Stelle, wo auch rechter Hand mit Strauchwerk bestandene Weiden beginnen, überall Cephalopoden führender Muschelkalk, rechts von der Strasse hingegen, also an der E-Lehne des S-lichen Teiles des Gyűrtető, der bereits erwähnte Dolomit, dann ebensolcher Muschelkalk und schliesslich nach einer kleinen Unterbrechung wieder Dolomit, was unzweifelhaft auf eine bedeutendere Dislokation zurückzuführen ist.

Nahe jener Stelle, wo an beiden Seiten der Strasse Gestrüpp beginnt, tritt von W her eine Waldlinie an die Strasse. Auch an dieser Linie sind beiderseits Gräben gezogen, und auch in diesen Gräben steht noch der längs des Katrabocza bisher verfolgte cephalopodenführende Muschelkalk an.

Diese Kalksteinschichten lieferten bisher die reichste Trinodosus-Fauna im Balatongebiete.

Diese Cephalopodenschichten weichen in petrographischer Beziehung nicht im mindesten von den aus dem Alsóerdő bei Veszprém bekannten Cephalopodenschichten ab. Auch hier sind es mehr oder weniger dicke, mit einem gelblichen

Mergelüberzug bedeckte dunkelgraue bituminöse Kalkmergelplatten, in welchen häufig verdrückte, jedoch brauchbare Fossilien vorkommen. Beachtenswert ist die grosse Menge an Balatoniten, was übrigens auch bei der Fauna der Aufschlüsse im Alsóerdő bei Veszprém zu beobachten war.

Aus diesen wohlgeschichteten Kalken, u. zw. vornehmlich aus den Gräben der erwähnten Linie stammen folgende Arten:

Posidonomya wengensis Wissm. mut. *alta* Frech
Pleuronautilus crassescens var. *ingulatus* Arth.
Norites cf. *psilodiscus* Arth.
Balatonites Zitteli Mojs.
„ *transfuga* Arth.
„ *egregius* Arth.
Ceratites lineatus Arth.
„ *Corvini* Arth.
„ *hystrix* Arth.
„ *Haueri* Arth.
„ *jubilans* Arth.
„ cf. *Balatonicus* Mojs.
„ sp. ind. juv.
„ *trinodosus* Mojs.
„ cf. *trinodosus* und Jugendform.
Ceratites aviticus Mojs.
„ *cordevolicus* Mojs.
„ sp. ind. (ex aff. *C. Barrandei et avitici*)
Ceratites Beyrichi Mojs.
„ cf. *brembanus* Mojs.
„ cf. *superbus* Mojs.
„ cf. *Barrandei* Mojs.
Ptychites flexuosus Mojs.
„ cf. *flexuosus* und Jugendform.
Ptychites gibbus Ben.
„ cf. *gibbus* und Jugendform.
„ *opulentus* Mojs.
Proarcestes cf. *extralabiatus* Mojs.
Atractites cf. *obeliscus* Mojs.

Diese Fauna charakterisiert nach Arthaber die tiefste Partie des Bakonyer Trinodosushorizontes.[1] Sehr wahrscheinlich gehören auch die Böckhschen Balatonites-Schichten hierher, die vielleicht keinen besonderen Horizont bezeichnen, sondern ein Äquivalent der am Gyűrtető ausgebildeten Abart des Trinodosushorizontes der Balatongegend darstellen.

Ausser den aufgezählten Cephalopoden führt dieses Gestein noch Gastropoden und Lamellibranchiaten, jedoch nur sehr spärlich. Leider gelangten diese nur als unbrauchbare Steinkerne zutage.

Nicht weit S-lich von diesem wichtigen und an Cephalopoden bisher reichsten Muschelkalkfundorte finden sich die im allgemeinen noch fossilreicheren Steinbrüche am Katrabocza, aus denen ebenso wie aus den nahen Steinbrüchen am Somhegy ehemals der „Marmor von Vámos“ gewonnen wurde.

Im ganzen Gebiete ist der Tridentinuskalk hier am mächtigsten entwickelt. Zwischen die reinen, dunkelroten Kalksteinschichten des tieferen Horizontes schieben sich auch dünnere, braunrote Mergelplatten ein. Weiter nach oben bilden dann einzelne Bänke eine wahrhaftige Lumachella, in der sich Bruchstücke von Cephalopoden und Lamellibranchiaten massenhaft mit kleinen und deshalb besser erhaltenen Gastropodenresten vergesellschaften. Die obersten Bänke des Tridentinushorizontes

[1] Arthaber: Neue Funde aus den Werfener Schichten und Muschelkalk des südlichen Bakony etc. S. 16. Pal. Anh

weisen bereits eine viel hellere Färbung auf. Sie sind hell fleischrot, mitunter grau oder grünlich gefleckt und führen viel Mergel, in dem der Hornstein in Knollen ausgeschieden ist, sodass die Schichtenflächen uneben erscheinen. In diesen sind Fossilien bereits seltener.

Aus den Steinbrüchen am Katrabocza gelangte folgende Fauna zutage:

Daonella Lommeli WISSM. sp.
Posidonomya sp.
Pecten Tridentini BITTN.
„ ex aff. *concentrice striati* M. HOERN.
Anoplophora subrecta BITTN.
Anodontophora sp.
Myophoria sp. nov.
Worthenia Vámosensis KITTL
Euryalox Böckhi KITTL
Luciellina striatissima KITTL
„ *contracta* KITTL
Naticopsis sp. ind.
„ indet. juv.
Hologyra (?) *progressa* KITTL
„ „ „ var.
Fedaiella (?) *somensis* KITTL
Turricula (?) *Katrabocensis* KITTL
Naticella cf. *striatocostata* MSTR.
Neritaria bifasciata (?) STOPP.
Netaria (?) cf. *cassiana* WISSM.
„ *incisa* (?) KITTL
Orthoceras cf. *campanile* MOJS.
„ *baconicum* FRECH
„ sp.
Celtites epolensis MOJS.
Celtites geometricus FRECH
Dinarites avisianus MOJS. Jugendform?
Balatonites cf. *Waageni* MOJS.
Arpadites Arpadis MOJS.
„ „ „ var. *carnica* TOMM.
Arpadites Telleri MOJS.
„ *Toldyi* MOJS.
„ *Szabói* MOJS.
„ *cinensis* MOJS.
„ „ „ var. *alta* MOJS.
Arpadites sp.
Protrachyceras probasileus FRECH
„ *Villanovae* D'ARCH. var.
Protrachyceras Neumayri MOJS.
„ *Longobardicum* MOJS.
Protrachyceras ladinum MOJS.
„ *pseudo-Archelaus* BKH.
Protrachyceras pseudo-Archelaus BKH. var. nov. *glabra* FRECH
Protrachyceras Archelaus MOJS. var. nov. *laevior* FRECH
Anolcites Richthofeni MOJS.
„ *Laczkói* DIEN.
Ptychites sp.
Monophyllites Wengensis KLPST.
Megaphyllites cf. *oenipontanus* MOJS.
Proarcestes subtridentinus MOJS.
Arcestes pannonicus MOJS.
„ *Böckhi* MOJS.
Gymnites Credneri MOJS.
Gymnites Ecki MOJS.
„ *Breuneri* HAU. mut. nov. *baconica* FRECH
Gymnites Moelleri MOJS.

Fr. FRECH scheidet die tieferen dunkelroten, mehr mergeligen Kalke von den höheren typischen roten hornsteinführenden Kalken ab[1] und führt daraus folgende Cephalopoden an:

Protrachyceras Curionii MOJS. mut. nov. *rubra* FRECH
„ *Villanovae* D'ARCH.

[1] FRECH: Neue Cephalopoden usw. S. 52 (Pal. Anh.).

Protrachyceras probasileus Frech
Arpadites Arpadis Mojs.
„ *Toldyi* Mojs.

Davon kommen die beiden Arpadites-Arten auch in den Lumachellenschichten vor, aus denen übrigens, mit Ausnahme von *Celtites epolensis*, — welche Art aus den oberen, hellen hornsteinführenden Schichten herrührt, — sämtliche Formen den Fauna hervorgingen.

Im Hangenden des Tridentinuskalkes am Katrabocza folgen jüngere karnische Ablagerungen, doch treten sie unter dem alles bedeckenden Waldboden so spärlich zutage, dass sie sich zu eingehender Untersuchung keineswegs eignen.

Wir wollen nun zum Gyűrtető zurückkehren und das Profil X weiter verfolgen.

a) Unten in der Richtung des Kiskút liegen unterhalb der Äcker einige kleinere Steinbrüche, aus denen dunkelgrauer Dolomit gewonnen wurde. Die mächtigen Schichten fallen unter 25—30° ein. Gegen das Hangende hin liegen auf den Äckern reichlich Stücke dieses Gesteines umher (*b*). Das Gestein wird heller und nimmt eine gelbliche Färbung an und gelegentlich finden sich auch Brachiopodenspuren an der Oberfläche der umherliegenden Stücke. Gegen die Mitte der Lehne treten bräunliche, geschichtete Kalksteinplatten (b_1) mit der soeben beschriebenen Trinodosusfauna vom Katrabocza an die Stelle des Dolomits. Noch weiter oben an der Lehne gelangt man wieder in Dolomit (*c*), der gelblich ist und hie und da einen Stich ins Grünliche aufweist. Infolge seiner Lage dürfte er dem Reitzi-Horizont entsprechen, worauf auch jener Umstand deutet, dass in seinem Hangenden die fleischroten Bänke des Tridentinuskalkes (c_1) auftreten. Dieses Gestein spielt hier eine sehr untergeordnete Rolle und geht im Hangenden in einen hornsteinführenden Dolomit über. Aus dem Kalksteine ging ein Exemplar von *Celtites epolensis* Mojs. hervor, aus dem Dolomit aber ein auf einen Arcestes verweisendes Fragment. Der hornsteinführende Dolomit reicht sodann bis auf den Kamm hinauf. Längs des Kammes führt ein Weg gegen Vámos, der beiderseits von Gräben begleitet wird, in welchen die Lagerungsverhältnisse der am Aufbau des Kammes teilnehmenden Gesteine leicht zu überblicken sind. Der hornsteinführende Dolomit fällt gegen NW ein. In seinen oberen Schichten nimmt der Hornsteingehalt bedeutend ab. In der Streichrichtung aber sind auch einzelne schmutziggraue Mergelstücke (*d*) zu beobachten, ebenso wie in dem gegenüberliegenden Profil IX vom Alsóerdő, wo in diesem Gesteine auch Brachiopoden vorkommen und wo dasselbe als Vertreter des Mergels von Sóly angesprochen wurde. Dann folgt wieder ein von Kalzitadern durchsetzter, dem Füreder Kalke entsprechender Dolomit (d_1), der oben dünner geschichtet ist (d_2) und in dieser Hinsicht an die Ausbildung vom Berekhegy erinnert. Noch weiter aufwärts folgen dunkelgraue, etwas bituminöse, dünn geschichtete mergelige Kalke (d_3) mit schönen grossen Exemplaren von *Halobia rugosa* Hau.

Wenn man nun die Ausbildung der bisher beschriebenen ladinischen und unteren karnischen Ablagerungen in Betracht zieht, gelangt man zu dem — übrigens auch durch die stratigraphische Reihenfolge unterstützten — Schlusse, dass in dem hornsteinführenden Dolomit nicht nur die dolomitische Fazies des Tridentinuskalkes, sondern gegen das Hangende hin auch jene des Füreder und Berekhegyer Kalkes, gegen das Liegende zu aber die des Reitzi-Kalkes vermutet werden muss.

Der Mergel mit *Halobia rugosa* wird aufwärts mehrfach durch unbedeutende

Gruppen von Kalksteinschichten unterbrochen, die auch am Strassenkörper am Gyűrtető scharf in die Augen fallen. Diese Kalksteine führen ziemlich viel Fossilien. Besonders einzelne an Cuspidarien erinnernde Fragmente sind häufig darin, obwohl auch Brachiopoden und Gastropoden vorkommen. Diese wichtige Gruppe ist besonders bei Veszprém wohl ausgebildet, weshalb dort darüber ausführlicher gesprochen werden soll.

Mit dieser Gruppe ist alsbald jene erwähnte Einsenkung am Kamme des Gyűrtető erreicht, die in 200 m Länge mit Löss erfüllt ist, was natürlich hier die Beobachtung hindert. Die nächste Stelle gegen das Hangende hin, wo die Beobachtung wieder aufgenommen werden kann, ist jener N-liche, jenseits der Einsenkung gelegene Teil des Gyűrtető, welcher zugleich auch die höchste Stelle des ganzen Kammes darstellt (374 m).

Hier erreicht man wieder kahlen Untergrund, welcher sich dann unbedeckt über die N-Ecke der Ortschaft und über Kistelek bis zur Csárda von Vámos, also bis zum N-lichen Endpunkt des Profils hinzieht.

Beachtenswert erscheint, dass diese Gruppe mit der vorigen nicht vollkommen konkordant ist, da ihre Schichten in diesem N-lichen Teile des Gyűrtető nahezu gegen W einfallen.

Das tiefste Glied der Schichtenfolge, welches unter der verlassenen Lössdecke zuerst zutage tritt, ist ein gelblicher, lockerer Mergel (*e*), der gleiche, den wir schon an der Temetődülő antrafen, und welcher so wie dort, auch hier viele kleine Carditen führt. Diese in vielen Exemplaren gefundene Art ist *Cardita Pichleri* Bittn. Ausser ihr wurden noch folgende Formen in diesem Mergel gefunden:

Spirigera (*Athyris*) *goniocolpos* Frech
Rhynchonella carantana Bittn.
„ var. *baconica* Frech
Rhynchonella sp. und
Cardita Pichleri Bittn. var.

Auf den Carditenmergel, welcher in der Raibler Gruppe des Bakony einen bestimmten Horizont zu vertreten scheint, folgt am höchsten Gipfel des Gyűrtető ein grauer, fester, dickbankiger Kalkstein (*f*), welcher jedoch alsbald in knollige und mit Mergel überzogene Schichten übergeht. Hier fanden sich:

Theocospira Semseyi Bittn.
Therebratula sp.
Waldheimia (*Cruratula*) *veszprémica* Frech
Nucula sp.
Megalodus sp. ind.

Das folgende Glied ist ein dunkelgrauer, etwas poröser Dolomit (*g*), welcher sich auch in mehreren anderen Raibler Profilen nachweisen lässt, jedoch stets nur in geringer Mächtigkeit entwickelt erscheint. Wie überall, so kommen auch hier nur mangelhaft erhaltene Steinkerne von kleinen Megaloden vor, die aber ziemlich häufig sind. Dann folgt neuerdings eine Gruppe von mit grauen Kalzitadern durchzogenen, häufig jedoch Feuersteinknollen führenden Kalken (*h*), in welche vielfach

dünner geschichtete graue Mergel, ferner dunkelgraue, spaltende, stark bituminöse Kalksteinplatten eingelagert sind. Leider ging aus dieser ganzen Gruppe ausser wenigen gonodonartigen Muschelfragmenten nichts hervor.

Hieran schliesst sich endlich als letztes Glied der Mergelgruppe von Vámos bereits unten an der Ecke der Ortschaft und am S-Rande von Kistelek eine wohl ausgebildete Gruppe von grauen, lockeren knolligen Mergeln, dann grünlichgelben oder grauen etwas mergeligen Kalken mit unebenem Bruche (*i*), deren festere Gesteine an der nach Hidegkút führenden Strasse am W-lichen Fusse des Gyűrtető in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Diese Gruppe lieferte die reichste Fauna der Raibler-Lunzer-Schichten von Vámos, in welcher sich den Raibler Formen bereits auch charakteristische Torer Arten beimengen. Wie ich beobachtete, sind die Torer Formen eher an die höheren, lockeren Mergel gebunden. Schliesslich muss noch bemerkt werden, dass sich die meisten Exemplare von *Spiriferina Lipoldi* in den tieferen, mehr kalkigen Horizonten fanden (i_1).

Die Aufsammlungen ergaben hier folgende Fauna:

Spiriferina Lipoldi Bittn.
Spirigera indistincta Beyr. sp.
Terebratula julica Bittn.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wöhrm. sp.
Pecten incognitus Bittn.
Hoernesia cf. *Joannis Austriae* Klpst. sp.
Ostrea montis caprilis Klpst.
Mysidioptera incurvostriata Bittn.
Mytilus cf. *acutecarinatus* Bittn.
Modiola aff. *raiblianae* Bittn.
Pachycardia sp.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
Myophoriopis carinata Bittn.
Gonodon Mellingii Hau.
Omphaloptycha (?) sp. ind. III.
Katosira Veszprémiensis Kittl
Trachyceras cf. *austriacum* Mojs.

Von Kistelek zieht die ganze Raibler Gruppe über die NW-Hälfte der Ortschaft mit NE-lichem Streichen an die NE-lichen Abhänge des Sédtales bei Vámos und zu dem Perkáta genannten Gemeindeteil, gegen den bereits beschriebenen Temetőried, an dessen der Ortschaft zugekehrten Teile die Bildung mit den NW—SE streichenden Raibler Schichten des Likacsi-Riedes fast in einem rechten Winkel zusammentrifft.

Als guter Fundort ist jene Strasse anzuführen, die von der Ortschaft gegen die Csárda von Vámos führt. An der Stelle, wo diese Strasse die über die Sédbrücke in die Temetődűlő führende Strasse, bezw. die Strasse nach Veszprém kreuzt, lagern gerade die knolligen Mergel mit Torer Formen, welche leicht zu befreien sind. Es sind dies jene Mergel erfüllt von Fossilien mit Kalzitschalen, welche sich auch bei Veszprém finden und von denen Bittner (Lamellibr. S. 8, 21, 43, 75, 78) öfters betont, dass sie in petrographischer Beziehung vollkommen mit den N-alpinen Opponitzer Kalken übereinstimmen.

Es muss bemerkt werden, dass sich über den knolligen Mergeln in der Richtung der Vámos-Csárda noch grauliche mergelige Kalke mit glatter Oberfläche finden (z. B. bei Veszprém), welche hier mit dünneren dolomitischen Einlagerungen abwechseln und solcherart einen Übergang gegen den Hauptdolomit hin bilden. Eine solche Erscheinung beobachtete ich an einer Stelle auch bei Veszprém.

Auf die Sedimente der karnischen Stufe bei Vámos folgt überall der Hauptdolomit (*k*) in konkordanter Lagerung.

In dem Hauptdolomit der Berge Déllő und Bödölle, dessen Mächtigkeit von den liegenden Mergeln bis zur Landstrasse bei der Csárda etwa 300 m beträgt, fand ich vom Liegenden gegen das Hangende zu etwa auf halbem Wege die ersten Gyroporellen, dann aber noch weiter oben die ersten Megaloden (k_1), die also ungefähr 150 m über den Mergeln liegen.

Jenseits der Csárda von Vámos tritt der Hauptdolomit nach kurzer Unterbrechung am Czinegehegy neuerdings zutage und lässt sich von nun an gegen SW bis zum Sédflusse, ja noch darüber hinaus — man kann wohl sagen — bis zur NW-lichen Grenze unseres Gebietes verfolgen.

Aus der Beschreibung des Profils von Gyűrtető (x), geht hervor, dass dies eines der vollständigsten Profile der mittleren und oberen Trias im Balatongebirge ist. Nur die Trachyceratenkalke und Brachiopodenkonglomerate von der Temetődülő fehlen darin, welche sich hier in die erwähnte Senke am Gyűrtető einzufügen scheinen. Ihr Ausbleiben ist auf die Dislokation zwischen den Gesteinsgruppen an beiden Enden der Senkung zurückzuführen, also auf eine Verwerfung, an welcher die fragliche Gruppe abgesunken sein dürfte.

Die Bedeutung des Profils X wird noch dadurch erhöht, dass die ganze ladinische Stufe, sowie die untersten Horizonte der karnischen Stufe als dolomitische Fazies ausgebildet sind.

7. Veszprém.

Bevor wir nun an die eingehendere Beschreibung der Verhältnisse in der Umgebung von Veszprém herangehen, dürfte es angezeigt sein, einiges über die Topographie der Stadt und ihrer nächsten Umgebung vorauszuschicken; erstens würde das den Zweck haben, die bedeutenderen Fundorte genauer zu bezeichnen, was umso erwünschter ist, als die von mir gebrauchten Fundortbezeichnungen — wie dies schon weiter oben angeführt wurde — auch in den paläontologischen Teil der „Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees“ übergingen; andererseits aber wird dadurch der Vergleich der Böckh'schen Beobachtungen mit den meinigen erleichtert.

Die Stadt, die sich im NW-lichen Teile des Plateaus von Veszprém erstreckt, wird von dem ungleichmässig, zuweilen canonartig ausgebildeten Tale des Sédflusses mit zwei Windungen durchquert. In diese Windungen greifen jene Verwerfungslinien bezw. Einsenkungen ein, längs deren sich im W das Kaszatal im E aber das Buhimtal ausbildete, und zwischen denen die Dolomitmassen des schmalen Várhegy, des noch schmäleren Benedekhegy und des benachbarten Jeruzsálemhegy horstartig emporragen. Der Jeruzsálemhegy, welchem sich im S die bebauten Teile (Báthory-utcza, Kinizsy-utcza, Villasor) des Eklézsia-Riedes anschliessen, wird im E durch ein kleines Tälchen von dem sogenannten Sintérdomb abgetrennt, dieser aber wieder wird durch das vom Alsóerdő von Veszprém herabziehende Fejestal von dem Gulyadomb getrennt. An dem E-Abhange des Buhimtales breitet sich der Stadtteil Cserhát aus, der NW-liche steile Abhang hingegen ist der Giricses- (recte Girisics-)domb. Das zwischen Cserhát und der nach Jutas führenden Landstrasse befindliche kleine Tal heisst Völgyikútárok (oder Királykút völgye, weil die älteren Pläne von Veszprém den Brunnen Völgyikút auch Királykút nennen).

An den sanfteren linkseitigen Abhängen des Sédflusses breitet sich der Temetőhegy, weiter E-lich der Császár und Kertekalja genannte Hotterteil aus. Was J. v. Böckh als Veszprémi völgy bezeichnet, ist das Sédtal selbst. Jener Abschnitt dieses Tales, der sich N-lich vom Buhimtale bis fast zur Eisenbahnstation Jutas erstreckt und welcher von Böckh als Jutastal bezeichnet wurde, wird von der Einwohnerschaft von Veszprém Aranyosvölgy genannt. Das Aranyostal wird im E von einem von S gegen N kaum merklich abfallenden Plateau begleitet. Dies ist das sogenannte „Táborállás“ Böckhs. Diese Benennung darf jedoch nicht auf das ganze Plateau angewendet werden, da dasselbe auf dem Stadtplane mit mehreren Namen belegt wird. Jener S—N-lich ziehende längliche Bergrücken nämlich, welcher sich oberhalb der Tuchfabrik von Veszprém erhebt, und welcher bei Böckh bereits Táborállás heisst, wird Szalaydomb genannt. Zwischen diesem und der Landstrasse Veszprém—Jutas erstreckt sich bis zum Durchlass Robozhid eine Fläche, Pléhszőlők genannt. An diese grenzt im E der Ried Táborállási-dülő an, der sich gegen N bis zum Walde Vasuti- oder Táborállási-erdő erstreckt. Das eigentliche Táborállás ist jenes kahle Dolomitfeld, das sich vom Vasuti-erdő W-lich bis zum Aranyostale erstreckt. Die Äcker zwischen dem Táborállási-dülő und der Lánczi genannten, mit Gestrüpp bestandenen Weide heissen Téglavető-dülő. An dem Abhange des zwischen dem Lánczi- und dem Téglavető-dülő befindlichen Wasserrisse bestand zur Zeit Böckhs jene Ziegelbrennerei, mit deren Namen Böckh die Lánczi genannte Weide des Kapitels belegt (L. c. S. 141). S-lich von hier bis zur Landstrasse Veszprém—Kádárta erstreckt sich der Ried Kádártai-dülő.

Diese letzteren drei Riede sowie den Vasuti-erdő durchquert die Zweigbahn Veszprém—Jutas.

Am W-Rande des Kádártai-dülő, also bereits in nächster Nähe der Stadt, N-lich vom Bahnhofe erhebt sich der sogenannte Csőszdomb. Der W-liche, sanftere und fast durchwegs beackerte Abhang des Aranyostales schliesslich wird von den Einwohnern der Stadt Kőképalja genannt.

Dies vorausgeschickt, wollen wir nun an die eingehendere Besprechung der Verhältnisse in der Umgebung von Veszprém gehen.

Die bisher beschriebenen Ausbisse der Böckhschen oberen Mergelgruppe im E-lichen und S-lichen Teile des Plateaus von Veszprém, werden sowohl betreffs Ausdehnung als auch hinsichtlich der Mannigfaltigkeit in der petrographischen Ausbildung und sogar in faunistischer Beziehung durch jenen Ausbiss, der sich im Stadtgebiete und der unmittelbaren Umgebung von Veszprém findet, bei weitem übertroffen.

Hier tritt die fragliche Gruppe unter dem in der Umgebung vorherrschenden Hauptdolomit zutage, u. zw. teils und in erster Reihe an dem im tektonischen Abschnitt bereits besprochenen Bruche von Veszprém, andererseits aber längs mehreren kleinen Querbrüchen und Verschiebungen, die zusammenwirkend besonders den Untergrund der Stadt zu einem tektonisch sehr komplizierten Gebiete gestalten.

Um sich auf diesem Gebiete Klarheit zu verschaffen, muss man damit beginnen, dass man die Hauptbruchlinie von Veszprém, die sich jenseits des bei Kádárta verlassenen Bruches von Kádárta—Szabadja in W-licher Richtung fortsetzt, und welche die Mergel von Veszprém vom Hauptdolomit abtrennt, auf dem Gebiete von Veszprém verfolgt. Diese Aufgabe könnte durch einfache Kartierung der am S-Rande

der Mergelzone dahinziehenden Dolomitgrenze leicht gelöst werden. Doch ist die Arbeit in den Grenzdolomiten hier ebenso schwierig, wie auf den bereits beschriebenen Gebieten. Zumeist gelangt man auch hier erst durch langwierige und geduldige Arbeit zu Anzeichen, dass zwischen diesen Dolomiten namhafte Altersunterschiede bestehen, dass ein Teil derselben noch zur Mergelgruppe selbst gehört, während ein anderer Teil, obwohl er im Liegenden derselben lagert, dennoch jünger als jene ist, dass also die Bruchlinie von Veszprém auch hier öfters verschieden alte Dolomite trennt. Diese Schwierigkeiten treten dem Geologen auf dem Stadtgebiete in noch erhöhtem Masse entgegen, was in Anbetracht dessen, dass das untersuchte Gebiet fast durchwegs bebaut ist, und dass sich Aufschlüsse nur in einzelnen ungepflasterten Strassen und Höfen oder aber in ungemauerten Kellern bieten, ganz natürlich ist. Und wenn sich die geologische Forschung nur auf diese Aufschlüsse hätte stützen können, so beständen die Ergebnisse wohl nur aus Mutmassungen. Wie jedoch aus der Einleitung bekannt, wurden 1896 gelegentlich des Baues der städtischen Wasserleitung alle bedeutenderen Gassen tief aufgegraben, was auch hier ein genaueres Studium des geologischen Baues ermöglichte.

Auch so bereiteten jedoch die erwähnten verschieden alten Dolomite viel Schwierigkeiten. Schon aus der Geschichte der ersten Aufnahmen von Veszprém und dem Studium der Resultate derselben ist zu entnehmen, dass es gerade die Dolomite, diese fremdartigen Schollen waren, die infolge ihrer Armut an Fossilien, ihrer klippenartigen Form und ihres zumeist horstartigen, isolierten Auftretens die stratigraphische Gliederung der oberen Mergelgruppe von Veszprém und die Parallelisierung derselben mit anderwärts bekannten mediterranen Triasbildungen hinderten.

Die heutigen günstigeren Aufschlussverhältnisse, sowie der Umstand, dass auch auf die Erforschung der Fossilführung der einzelnen Bildungen mehr Zeit verwendet werden konnte, stellten auch die Lösung der Dolomitfrage von Veszprém in Aussicht.

*

Die Beschreibung des Gebietes von Veszprém soll ebenfalls von W aus begonnen werden. Wir gehen daher von Kádárta, diesseits des Bruches vom Bedetal aus.

Das erste sichere Anzeichen des Mergelaufbruches von Veszprém tritt uns in der SW-lichen Ecke des kleineren alluvialen Beckens S-lich von der Schafschwemme im Bedetal bei Kádárta entgegen. Hier erhebt sich aus dem Acker ein kleiner Hügel, fast wie ein Kurgan. Der Pflug, der auch dieses Hügelchen durchfurcht hat, brachte einen Mergel und mergelige Kalksteinplatten mit Raibler Fossilien (*Terebratula julica* Bittn., *Aulacothyris* cf. *Zirlensis* Wöhrm. sp., *Thecospira* sp. ind.) zutage Dieses Vorkommnis bezeichnet zugleich jene Stelle, wo die Querverwerfung des Bedetales, die S-liche Grenzlinie des Mergelaufbruches von Veszprém, also die Längverwerfung von Veszprém kreuzt. Jenseits des Bruches im Bedetal gegen Kádárta hin trifft man kaum 300 Schritte weit von dem erwähnten Raibler Hügel bereits den W-lichen Endpunkt der bereits beschriebenen ladinischen Gesteinszone von Kádárta an.

Am N- und E-Rande des alluvialen Beckens, das sich um das Hügelchen herum ausbreitet, findet sich der Süsswasserkalk von Kádárta, im NW auf dem Hügel Harangozódomb und im S, im E-lichen Teile der steinigen Weide Dolomite, schliess-

lich zwischen den beiden Dolomiten in der SW-Ecke des Beckens wieder Raibler Mergel und Kalke.

Aus dieser Ecke wenden sich die Mergel und Kalke in einer plötzlich verbreiterten Zone gegen SE, gegen Veszprém zu. Die Länge der ganzen Zone beträgt vom Bruche von Bedevölgy 5 km, ihre grösste Breite aber in der Richtung der Eisenbahnlinie Jutas—Veszprém gerechnet zumindest 1·5 km. Die Zone kann nur auf dem Stadtgebiet von Veszprém als zusammenhängend bezeichnet werden, da sie vom Bedetal bis hierher mehrfach durch grössere Lösspartien unterbrochen wird; die Raibler Ablagerungen bilden hier solcherart nicht weniger als neun grössere oder kleinere isolierte Inseln.

a) *Lánczi.*

Die grösste Ausdehnung weist jene Partie auf, welche die W-liche, kleinere Hälfte der Lánczi genannten Besitzung des Kapitels bedeckt.

Dieser Punkt war bereits J. v. Böckh bekannt, und wurde von ihm — wie oben erwähnt wurde — nach der damals hier noch bestandenen Ziegelei bezeichnet. (Es gibt auch jetzt in der Nähe eine Ziegelei, doch ist diese neuer, und wurde deshalb — um jeden Irrtum zu vermeiden — bei der Orientierung beiseite gelassen.) Böckh erwähnt von hier keine Fossilien. Es ist schade, dass es auf diesem breiten Fleck keine besseren Aufschlüsse gibt, da sich hier wahrscheinlich eine lehrreiche Schichtenfolge feststellen liesse. So jedoch kann ein Vergleich mit besser bekannten Gebieten nur auf Grund von umherliegenden oder unter dem Rasen herausgegrabenen Stücken versucht werden.

An der Oberfläche des ganzen Gebietes finden sich zwei kleinere Mergel- und zwei Dolomitzonen. Die S-liche Dolomitzone wird im S von Löss umsäumt. Die Bänke des Dolomits fallen in den am W-Rande der Weide dahinziehenden Wasserriss gegen NW ein, sie gehören demnach zum Liegenden des Mergels. Das Gestein ist schmutzig gelblichgrau, etwas hornsteinführend, stellenweise auch mergelig. Fossilien sind mir daraus nicht bekannt. Die zweite, N-lichere Dolomitpartie scheidet sich schon aus dem Mergel selbst aus, und führt bereits kleine Megalodonten. Dies wäre der mit (*g*) bezeichnete Megalodendolomit des Profils durch den Hegyesgyür bei Vámos.

Leider konnte auf dieser steinigen Weide weder das Liegende, noch das Hangende genau ermittelt werden. Nur soviel ist gewiss, dass der grösste Teil der mergeligen und vornehmlich der kalkigen Gesteine des Gebietes zum Hangenden des Dolomits gehört, u. zw. besonders in der Umgebung des heute bereits aufgelassenen Ziegelofens, dann N-lich von diesem, längs des ganzen E- und S-Randes der Wiesen am W-Fusse des Harangozódomb. Die untere Dolomitzone von Lánczi, sowie der NE-lich von dieser bis zum Bedetale sich erstreckende Hangendmergel scheint schon aus dem Hauptdolomit selbst emporzutauchen, da der Dolomit in dem Grenzgraben zwischen Kádárta und Veszprém, gegenüber dem gegen NW geneigten Mergel bereits unter 55° gegen S einfällt.

Die folgende Fauna stammt von dem gesamten Mergelgebiete von Lánczi:

Peronidella sp. ind.	*Rhynchonella tricostata* Bittn.
Isocrinus Hercuniae Bath.	„ *Arpadica* Bittn.

Rhynchonella Arpadica Bittn. var. *parcecostata* Bittn.
Spirigera cf. *indistincta* Beyr. sp.
Amphiclina squamula Bittn.
Cassianella angusta Bittn.
Pecten aff. *Saccoi* Par.
„ *balatonicus* Bittn.
„ *subdivisus* Bittn.
„ *transdanubialis* Bittn.
„ *vetulus* Bittn.
Gervilleia Bouéi Hau. var. *obliquior* Bittn.
Gervilleia angusta Goldf.
„ *angulata* Mstr.
Mysidioplera multicostata Bittn.
Mysidioptera Laczkói Bittn.
Mytilus acutecarinatus Bittn.
Nucula strigilata Goldf.
Myophoria inaequicostata Klpst.
Megalodus sp. ind.
Physocardia (?) sp. ind.
Worthenia Joannis Austriae Klpst.
Naticopsis sp.
Trypanostylus cf. *Konincki* Mstr.
Trachyceras austriacum Mojs.
„ sp.
„ sp. ind.
Isculites cf. *obolinus* Mojs.

Die Mergel und Kalksteine von Lánczi werden im N durch den Dolomit des Harangozódomb begrenzt, doch stehen sie mit demselben nicht in unmittelbarem Kontakte, da sich zwischen beiden ein bepflügter Lösstreifen einschiebt. Eine Fauna ist mir aus dem Dolomit des Harangozódomb nicht bekannt, weshalb ich das Gestein nur auf Grund seiner relativen Stellung als Hauptdolomit bezeichnen kann.

b) ***Eisenbahnlinie Veszprém—Jutas.***

W-lich von Lánczi zieht die Zweiglinie Veszprém—Jutas dahin.

Diese 4 km lange Eisenbahnlinie durchschneidet die Mergelzone von Veszprém, die hier gerade ihre grösste Breite erreicht. Die Riede zwischen Lánczi und der Landstrasse Veszprém—Jutas sind durchwegs gepflügt, so dass vor dem Bau der Eisenbahnlinie nichts von dem Untergrunde des Gebietes zu sehen war. Die Eisenbahnlinie schaffte jedoch auf dem sanft welligen Gelände mehrfache Aufschlüsse, und durchstach einzelne Schichtenfolgen, deren reiche Fossilführung das baldmöglichste Einsammeln der sich hier bietenden Daten sehr wünschenswert erscheinen liess. Ich trachtete gleich bei dem Bau der Strecke, also bereits 1896 die petrographische Beschaffenheit der aufgeschlossenen Schichten zu notieren und die daraus zutage gelangten Fossilien einzusammeln, da ich wusste, dass später ein Studium der Schichten an Ort und Stelle einesteils durch das Verbot den Bahnkörper zu betreten, andernteils aber durch das Aufkeimen einer Vegetation, die sich auf einem solchen mergeligen Boden alsbald ansiedelt, vereitelt werden dürfte. Ich fasste die hier durchstochenen Schichtenfolgen in fünf Profile zusammen, deren Gliederung und paläontologischer Charakter im folgenden gegeben werden soll.[1]

Profil I.

An der ersten Kurve der Eisenbahnlinie Veszprém—Jutas nächst Veszprém findet sich im Graben an dem Bahnkörper ein Dolomit.

[1] Der einfache Bau der Profile lässt eine bildliche Darstellung derselben als überflüssig erscheinen.

Dieses in petrographischer Beziehung dem unteren Dolomit von Lánczi ähnliche Gestein bildet auch hier das tiefste aufgeschlossene Glied, das ebenso wie der Dolomit des kaum 100 Schritte entfernten Hügels, unter Mergeln zutage tritt. An beiden Stellen tritt das Gestein in Form von mächtigen Bänken hervor. Petrographisch unterscheiden sich jedoch die beiden Bildungen in gewisser Hinsicht sowohl von einander als auch vom Hauptdolomit.

Der im Eisenbahngraben aufgeschlossene Dolomit ist nämlich — besonders in den oberen Bänken — dunkelgrau, gelegentlich mit einem Stich ins Grünliche; an seiner Oberfläche ziehen mehr oder weniger lange, weisse Streifen entlang, die sich besonders in Dünnschliffen als Durchschnitte von Fossilien erweisen. Auch ein nicht näher bestimmbarer Cidarisstachel fand sich darin. Der W-lich gelegene Dolomit hingegen ist bereits weisslich und führt bessere Fossilien (Eindrücke von *Koninckina* und *Spirigera*). Interessant ist ferner, dass das Gesteinsmaterial des Dolomits an der Eisenbahnlinie oft aussieht als wäre es aus halbflüssigem oder schaumigem Zustand unter schwachem Druck erhärtet, da es von zahlreichen kleinen, meist länglich spaltenförmigen Poren durchzogen wird, die mit den Schichtenflächen parallel verlaufen. Auf dem benachbarten Hügel hingegen zerfallen die Blöcke beim Abbau derart, als beständen sie aus zusammengepressten Stücken. Letztere Erscheinung ist übrigens bei fast jedem tieferen und mehr oder weniger klippenartigen Dolomit von Veszprém zu beobachten.

Was nun die stratigraphische Stellung dieser Dolomite betrifft, so soll hierüber noch folgendes gesagt werden:

Der Dolomit des ersten Profils, zugleich das tiefste Glied desselben, lagert diskordant zu den Bänken des hangenden Mergels, indem der Dolomit unter 35° gegen WNW, der Mergel aber unter 20° ebenfalls gegen WNW einfällt.

Eine grössere Bedeutung gewinnt dieser Umstand jedoch nicht, da sich bei genauerer Untersuchung herausstellt, dass sich den obersten Bänken dieses in Rede stehenden Dolomits in der W-Ecke des Eisenbahngrabens bereits Mergelbänke in voller Konkordanz anschmiegen; dieser Umstand spricht also dafür, dass sich die erwähnte Diskordanz durch den geringeren Widerstand der höheren Mergelpartien gegenüber den tektonischen Kräften erklären lässt.

Dasselbe ist auch bei der Lagerung des Dolomits des benachbarten Hügels der Fall. Hier zeigt sich zwischen dem Dolomit und dem S-lich von diesem zutage tretenden Mergel eine noch viel grössere Diskordanz, indem der Dolomit unter 25° gegen W, die mergeligen Kalksteinschichten aber unter 30—40° gegen S einfallen. Hierzu tritt noch der Umstand, dass dieser Dolomit eine viel ältere Fauna führt als die hangenden Kalksteine, so dass angenommen werden muss, dass diese Kalksteine nur durch Überschiebung an ihre gegenwärtige Stelle gelangt sind. Die Fauna der Kalksteinschichten enthält nämlich Formen der höheren Horizonte des Mergels von Veszprém, während der Dolomit Eindrücke führt, die an Sct.-Cassianer Brachiopoden erinnern.

Schliesslich muss noch erwähnt werden, dass gegen das Liegende der Dolomitbänke des ersten Profils bereits ein gelblicher, weisslicher, bröckeliger Dolomit vorkommt, der schon eher an Hauptdolomit erinnert. In diesem Falle ist also die bisher verfolgte Bruchlinie von Kádárta—Veszprém an der Grenzlinie dieser beiden Dolomite zu suchen. Hierauf deutet auch der Umstand, dass sich etwas weiter gegen SW, ebenfalls am Eisenbahnkörper, auf dem Hofe eines dort erbauten Wohn-

hauses ebenfalls ein grauer geaderter Dolomit findet, und dass auch hier eine grössere Dislokation zu beobachten ist, indem die Dolomitschichten im Hofe gegen SW, hinter dem Hause am Bahnkörper aber gegen NE einfallen, was sich ebenfalls durch die Nähe der erwähnten Bruchlinie erklären lässt.

Demnach muss angenommen werden, dass der Brachiopodendolomit des Hügels älter ist, als der unmittelbare Liegenddolomit der Mergel des Profils I. Ob diese beiden Dolomite zusammenhängen oder nicht, darüber konnte ich mir keine Gewissheit verschaffen.

Ausserdem besteht das Profil I vom Liegenden gegen das Hangende zu aus folgenden Gliedern:

b) Dolomitische Mergelplatten, die sich noch dem Liegenddolomite anschmiegen. Fossilien fanden sich darin nicht.

c) Ein dunkles, aschgraues, fein kavernöses dolomitisches Gestein mit staubiger Oberfläche. Die Schalen der darin vorkommenden Fossilien verwittern kreideartig. Besonders häufig fand sich darin *Spiriferina Bittneri* Frech sp. in sehr grossen Exemplaren, dann eine *Mysidioptera* sp. (allenfalls *M. multicostata* Bittn.) und noch andere, unbestimmbare Fragmente.

d) Eine ebenfalls dunkel aschgraue, hie und da gelbliche, wabige, ja sogar kavernöse Schicht. An Fossilien fanden sich darin: *Spiriferina Bittneri* Frech und *Mysidioptera* sp. ind.

e) Schwach rötlichgraue und dünner geschichtete Kalke. Die Schichtenfugen sind mit einer weisslichgrauen Mergelkruste ausgefüllt. In den Kalksteinschichten selbst sind die Fossilien ebenfalls kreideartig, während diejenigen der mergeligen Zwischenlagen ziemlich wohlerhalten sind. Auffallend ist hier die Kleinheit der Fossilien und ihre grosse Anzahl. Nicht weniger als 76 Arten und Varietäten gingen aus diesen Zwischenlagen hervor.

Es sind dies folgende:

Leiospongia reticularis Mstr. sp.
Isocrinus tyrolensis major Bath.
„ „ var. α) Bath.
„ „ var. β) Bath.
„ *Hercuniae* Bath.
Miocidaris verrucosus Bath.
„ sp. γ.
Anaulocidaris testudo Bath.
Mesodiadema margaritatum Bath.
„ *latum* Bath.
Diademopsis incipiens Bath.
Cidaris alata poculiformis Schafh.
„ *dorsata marginata* Bath.
„ *parastadifera* Schafh.
„ *lineola major* Bath.
„ *lineola minor* Bath.
Amphiclina squamula Bittn.
Thecospira tyrolensis Lor. sp.
„ *Semseyi* Bittn.

Spiriferina Bittneri Frech.
Retzia Aracanga Bittn.
„ *hungarica* Bittn.
„ *Lóczyi* Bittn.
Spirigera indistincta Beyr. sp.
Rhynchonella arpadica Bittn.
„ „ var. *parcecostata* Bittn.
Rhynchonella tricostata Mstr. sp.
Terebratula veszprémica Bittn.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wörm. sp.
Cassianella angusta Bittn.
Pecten inconspicuus Bittn.
Lima (Plagiostoma) sp. ex aff. *subpunctatae* Orb.
Ostrea montis caprilis Klst.
Mysidioptera multicostata Bittn
Nucula strigilata Goldf.
Cardita Pichleri Bittn.

Worthenia Joannis Austriae KLPST.
Laubella delicata LBE.
Stuorella infundibulum KLPST.
Kokenella Laczkói KL.
Schizogonium cfr. *scalare* MSTR.
Serpulopsis aberrans KLPST.
Artralium turritum KLPST.
Eucycloscala cfr. *supranodosa* KLPST.
„ *binodosa* MSTR.
„ cfr. *spinulosa* LBE.
„ cfr. *Damesi* KLPST.
„ *semicancellata* KLPST.
Collonia plicicostata KLPST.
Naticopsis sp.
Neritaria cfr. *similis* KOK.
Turritella cfr. *subtilestriata* KLPST.
„ cfr. *Bernardi* KLPST.
Loxonema arctecostatum? MSTR.
Coelostylina conica MSTR.
„ *Münsteri* J. BÖHM
Coelostylina Stotteri KLPST.
„ *solida* KOK.
Spirostylus subcolumnaris MSTR.
Trypanostylus triadicus KLPST.
Omphaloptycha cfr. *Stoppanii* KLPST.
„ (?) sp. ind. (Ill.)
Euthystylus cfr. *hastile* (J. BÖHM)
Anoptychia canalifera MSTR.
Katosira veszprémiensis KLPST.
Promathildia cfr. *biserta* MSTR.
„ cfr. *subnodosa* MSTR.
„ *margaritifera* MSTR.
Promathildia hungarica KL.
Glyptochrysalis anthophylloides KLPST.
Loxotomella cfr. *cinensis* KLPST.
Protorcula subpunctata MSTR. sp.
Palaeotriton venustus MSTR.
Palaeobatis balatonicus JAEK.
? *Placochelys placodonta* JAEK.

f) Ebensolche Schichten mit dunklerer grauer Färbung, jedoch bereits mit viel weniger Fossilien:

Amphiclina squamula BITTN.
Thecospira tyrolensis LOR. sp.
Spiriferina Bittneri FRECH
Rhynchonella Arpadica BITTN.
Rhynchonella Arpadica var. *parcecostata* BITTN.
Terebratula veszprémica BITTN.
Cassianella angusta BITTN.
Cardita Pichleri BITTN.

g) Aus dünnen Platten bestehender grauer und gelber Mergel. Darin *Pecten subalternicostatus* BITTN. und *Neritopsis armata* MSTR.

h) Im weiteren Hangenden des Gliedes *g)* wurden bis 1 m³ grosse Steinblöcke unter dem weichen Oberboden gebrochen, die aus einem grauen, braungefleckten, scharf brechenden Kalkstein bestehen. An der Oberfläche der Blöcke kommen häufig Korallen- und Spongienauswitterungen vor. Diese Blöcke führen:

Thamnastraea sp. ind.
Amblysiphonella Lörentheyi VIN.
Thecospira tyrolensis LOR. sp.
Spiriferina Bittneri FRECH és
Pecten inconspicuus BITTN.

Darüber hinaus folgt gegen das Wächterhaus hin bereits Löss.

Wie erwähnt, lagern in einem kleinen Steinbruche am S-Rande des kleinen Dolomithügels kaum 100 m SW-lich vom Profil I Kalksteinschichten mit mergeliger Oberfläche; der Kalkstein ist graubraun, seine Struktur körnig, seine Oberfläche deshalb rauh. Wenn man die einzelnen Schichtenflächen von dem Mergelüberzug

befreit, so findet man an ihnen zahlreiche kleinere oder grössere Fossilien, die jedoch so fest angeheftet sind, dass sie sich niemals tadellos ablösen lassen, obwohl sie im übrigen sehr wohl erhalten sind. Es kommen jedoch auch im Mergelüberzug Fossilien vor, und diese sind gänzlich unversehrt.

Diese Schichten führen der Hauptsache nach die Fauna des Gliedes *e*) des Profils I, jedoch kommen darin viel weniger Gastropoden vor. Was ihre stratigraphische Stellung betrifft, so dürften sie ein etwas höheres Niveau einnehmen als das Glied *e*) des Profils I, da die Aufsammlungen in dem fossilreichen und deutlicher gegliederten Eisenbahnprofil IV zeigten, dass in denselbem Mergel die Gastropoden vom Liegenden gegen das Hangende hin abnehmen, die Lamellibranchiaten hingegen zunehmen.

Aus diesen graubraunen Kalksteinen (der Fundort wurde als „Steinbruch am Profi I" bezeichnet) sammelte ich folgende Fauna:

Isocrinus tyrolensis major BATH.
„ „ var. α BATH.
„ *Hercuniae* BATH.
Mesodiadema latum BATH.
Anaulocidaris testudo BATH.
Cidaris parastadifera BATH.
Radiolus lineola minor BATH.
Amphicyclina squamula BITTN.
Thecospira tyrolensis LOR. sp.
„ *Semseyi* BITTN.
Spiriferina Lipoldi BITTN.
Spirigera indistincta BEYR. sp.
Rhynchonella arpadica BITTN.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* WÖHRM. sp.
Avicula aspera PICHL.
„ *Böckhi* BITTN.
Pecten ex aff. *auristriati* MSTR.
Pecten (Chlamys?) Desiderii BITTN.
„ *Veszprémiensis* BITTN.
Lima paulula BITTN.
Gervilleia an Avicula?
Dimyopsis plana BITTN.
Mysidioptera similis BITTN.
„ *Gremblichii* BITTN.
„ sp.
Modiola aff. *Raiblianae* BITTN.
Myophoria Wöhrmanni BITTN.
„ *inaequicostata* KLPST.
Neritopsis armata MSTR.
Loxonema modestum KLPST.
? *Placochelys placodonta* FRECH (wohl Rippenfragmente).

Ausser den aus dem Profile und den daneben befindlichen Steinbrüchen aufgesammelten Fossilien will ich ohne genauere Bezeichnung des Horizontes noch folgende Arten anführen:

Hypsipleura cf. *subnodosa* KLPST.
Euthystylus balatonicus KLPST. und
Promathildia subcancellata KLPST.

Profil II.

NW-lich vom Profil I befindet sich an der Eisenbahnlinie, dort wo jene Fahrstrasse, welche die Riede Táborállási-dülő und Téglavető-dülő trennt, den Bahnkörper kreuzt, das Profil II. Hier hat der Eisenbahneinschnitt in erster Reihe eine Dolomitgruppe aufgeschlossen, deren Schichten in einer konkordanten, gegen NW einfallenden Folge auftreten.

Die Glieder des Profils sind folgende:

a) (als tiefstes Glied) graue 2—3 cm mächtige Kalksteinschichten, deren Ober-

fläche mit einem hellgelben Mergel überzogen ist. Organische Reste fanden sich darin nicht.

b) Ein graugelber Mergel mit schlecht erhaltenen Versteinerungen, die bloss eine generische Bestimmung zulassen. Diese sind:

Naticopsis sp.
Cardita sp. ind.
Mysidioptera sp.

c) Hellgrauer, gebankter Dolomit mit einigen *Waldheimien*-Fragmenten.

d) Dolomitischer Mergel, anscheinend fossilleer.

e) Weisser zuckerkörniger, etwas hornsteinführender Dolomit.

Im Streichen dieses Dolomits, also in SW-licher Richtung an dem nach Veszprém führenden Riedwege bringt der Pflug weisse, wabige, ja sogar kavernöse, ebenfalls hornsteinführende Kalksteintrümmer zutage. Noch weiter gegen Veszprém findet sich etwas abseits, S-lich von dem erwähnten Riedwege ein aufgelassener, ja zum grössten Teil bereits bepflügter Steinbruch, um welchen herum ähnliches Gestein umherliegt. Das Gestein enthält zahlreiche kleine Megalodensteinkerne und -abdrücke.

f) Noch weiter gegen das Hangende hin lagert im Profil ein gelblichgrauer Mergel, aus dem nur eine schlecht erhaltene Schnecke (Spirocyclina?) hervorging. Hierauf folgt

g) noch einmal Dolomit, der grau, bituminös, kompakt, gut geschichtet und in seinen oberen Partien mergelig ist. Er bildet zugleich das Schlussglied des Profils.

Von Fossilien fand sich auch in diesem Gestein nichts. Da sich im Liegenden die aus dem Profil von Vámos bekannten Carditenschichten befinden, muss die ganze dolomitische Gruppe teils in den Megalodenhorizont gestellt, teils aber als dolomitische Fazies der darunter folgenden Raibler Ablagerungen betrachtet werden; hierauf deutet auch jene *Waldheimia,* die in dem unter den Megalodenschichten lagernden Dolomit aufgefunden wurde.

Profil III.

Das weiter N-lich folgende Profil III besteht lediglich aus zwei Gliedern: *a)* aus einer dolomitischen Gruppe, die zwar im grossen ganzen dem Dolomit *c)* des Profils II entspricht, in einigen jedoch von diesem dennoch abweicht. Die Farbe dieses Gesteins ist dunkler, an frischen Bruchstellen zeigen sich darauf stellenweise schwärzliche Punkte, welche Erscheinung zuweilen beim Hauptdolomit beobachtet wurde. Noch auffälliger ist seine Lagerung, indem die zutage tretenden Bänke bei N—S-lichem Streichen fast senkrecht stehen; hieraus dürfte geschlossen werden, dass diese Bildung eine kleinere, infolge der Dislokationen an der von Jutas hierher streichenden Bruchlinie von dem nahen Hauptdolomit abgerissene und schief gestellte Scholle darstellt.

b) Das zweite Glied des Profils tritt etwas weiter N-lich zutage. Es ist ein gelber bröckeliger Mergel im Eisenbahngraben, an dessen frischen Bruchflächen rostrote Flecken zu sehen sind. Ausserdem führt das Gestein auch Fossilien, die jedoch meistens gänzlich verwittert sind. Nach ihren Abdrücken zu urteilen dürften es Brachiopoden sein.

Kaum einige Schritte N-lich von hier beginnt das Profil IV.

Profil IV.

Als Aufschluss ist dies unter den Profilen an der Eisenbahnlinie das interessanteste. Immerhin ist es nicht so sehr die Mannigfaltigkeit seiner Glieder, als vielmehr der Reichtum der Fauna sowohl an Arten, als auch an Individuen, der die Aufmerksamkeit fesselt.

Wir haben folgende Gliederung:

a) Sobald man den gelben Brachiopodenmergel des Profils III gegen N hin verlässt, zeigt sich, dass in der oberen Humusschicht der Grabenwand sowie an der Oberfläche des benachbarten Ackers zahlreiche kleine weissliche Körperchen verstreut sind. Sie nehmen gegen N dermassen zu, dass sie schaufelweise gesammelt werden können. Ihre Grösse schwankt zwischen der eines Schrotkornes und der einer Haselnuss. Zumeist sind sie halbkugelig oder kugelig, auch Doppelkugeln, platten- und stäbchen- oder zylinderförmige Exemplare kommen häufig vor. In Dünnschliffen zeigt sich, dass ihre Entstehung an kleine Organismen (Algensporen, die sog. Sphärococcen, an sehr kleine Brachiopoden, Cidarisstacheln, Stielglieder von Crinoiden) gebunden ist. Die Mergelkruste, welche den organischen Kern umgibt, besteht aus konzentrisch angeordneten Schälchen, deren im inneren grünlichbraune Färbung nach aussen zu meist ins Gelbliche oder Weisslichgraue übergeht. Es sind dies echte Oolithe, die sich von den alpinen Carditenoolithen und Sphärococcenbänken[1] kaum zu unterscheiden scheinen. Die gleichen Gebilde fand auch Böckh im S-lichen Zuge der oberen Mergelgruppe bei Nosztori-major. Aus dieser Oolithenanhäufung sind auch zahlreiche grössere Muscheln zu befreien (Schnecken bereits weniger), die mit derselben Mergelkruste überzogen sind, wie die Körperchen selbst. Besonders die äussere, konvexe Oberfläche der Zweischaler erscheint mit einer solchen Kruste überzogen, während die Innenfläche oft ganz rein ist. Unter den kugeligen Formen finden sich recht häufig auch gänzlich oder teilweise inkrustierte Spongien. Am häufigsten kommen jedoch Brachiopoden vor, u. z. auffallenderweise zumeist ganz frei von jedem Überzug.

Aus dieser interessanten Schicht des Profils ging bisher folgende Fauna hervor:

Leiospongia cfr. *radiciformis* Mstr.
Steinmannia Semseyi Vin.
Colospongia dubia Mstr. sp.
Stromactinia triasica Vin.
Ceriopora Böckhiana Vin.
„ *flabellum* Vin.
Thecospira Semseyi Bittn.
Spiriferina Lipoldi Bittn.
Spirigera indistincta Beyr. sp.
Retzia hungarica Bittn.
Rhynchonella tricostata Mstr. sp.
Terebratula julica Bittn.
„ *Wöhrmanniana* Bittn.
„ aff. *piriformis* Suess.
Avicula aspera Pichl.
Cassianella angusta Bittn.
Pecten subalternicostatus Bittn.
„ *venustulus* Bittn.
„ *verrucosus* Bittn.
Lima paulula Bittn.
Myophoria inaequicostata Klpst.
Cardita Pichleri Bittn.

In dieser Fauna treten also ebenso wie in jener aus dem Steinbruche des Profils I auch Elemente des obersten Torer Abschnittes der Raibler Schichten auf.

[1] Gümbel: Über Foraminif., Ostracod. etc. d. Sct.-Cassianer u. Raibler Schichten.; Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. 1869. S. 175.

b) Gegen das Hangende erscheint diese Anhäufung von Fossilien in einen lockeren, dann kompakteren Mergel eingebettet, der sich noch weiter aufwärts zu einer harten mergeligen Kalksteingruppe entwickelt. Auch an der Oberfläche dieses Gesteins kommen die vorher erwähnten inkrustierten Fossilien vor. Doch sind sie meist nur halb herausgewittert und lassen sich demnach nicht befreien. Auch das Innere des Gesteins ist von oolithischer Struktur und mit rostgelben Flecken bestreut; die Farbe des Grundgesteines aber ist ockergelb mit einem Stich ins Grüne. Aus diesem festeren Gestein gelangten folgende Arten zutage:

Stellaria (Stellispongia) aquatica?
Leiospongia cfr. *radiciformis* Mstr.
Steinmannia Semseyi Vin.
Colospongia dubia Mstr. sp.
Stromactinia triasica Vin.
**Isocrinus tyrolensis* Bath. var. γ)
Triadocidaris cf. *subnobilis?* Mstr.
„ *immunita* Bath.
**Mesodiadema latum* Bath.
**Anaulocidaris testudo* Bath.
**Cidaris fasciculata* Bath.
„ *parastadifera* Bath.
**Radiolus lineola minor* Bath.
Ceriopora Böckhiana Vin.
„ *flabellum* Vin.
Amphiclina squamula Bittn.
Thecospira Semseyi Bittn.
Spiriferina Bittneri Frech
„ *Lipoldi* Bittn.
Retzia hungarica Bittn.
Spirigera indistincta Beyr. sp.
Rhynchonella Arpadica Bittn.
„ *Arpadica* var. *parcecostata* Bittn.
Rhynchonella tricostata Mstr. sp.
Terebratula julica Bittn.
„ *Wöhrmanniana* Bittn.
„ aff. *piriformis* Suess.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* Wöhrm. sp.
Avicula aspera Pichl.
„ cfr. *Bittneri* Wöhrm.
Cassianella angusta Bittn.
Pecten balatonicus Bittn.
„ *subalternicostatus* Bittn.
„ *Peisonis* Bittn.
Lima paulula Bittn.
Ostrea montis capritis Klpst.
Myoconcha sp. aff. *Bassanii* Tomm.
„ sp. ind.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
„ *inaequicostata* Klpst.
Neritaria cfr. *similis* Kok.
Cardita Pichleri Bittn.
Gonodon Mellingii Hau.
Acilia (?) *insecta* Klpst.
Spirocyclina eucycla Lbe.
Loxonema arctecostatum? Kl.
„ cfr. *turitelliforme* Klpst.
Coelostylina biconica Klpst.
Spirostylus subcolumnaris Mstr.
Spirostylus porrectus (J. Böhm.)
Trypanostylus cfr. *ascendens* (J. Böhm.)
„ cfr. *minor* Klpst.
„ cfr. *militaris* Klpst.
„ *indet.*
Omphaloptycha Ludvigi Klpst.
„ *? indet* (II.)
Hypsipleura cfr. *subnodosa* Klpst.
Katosira vesprémiensis Klpst.
Promathildia subcancellata Mstr.
„ *hungarica* Klpst.
Protorcula subpunctata Mstr. sp.

Hier gelangt die Übereinstimmung mit der Fauna aus dem Steinbruche des Profils I noch schärfer zum Ausdruck.

c) Hierauf folgt sodann ein hellgelber dünnplattiger Mergel. Die Platten werden gegen das Hangende hin mächtiger, auch nimmt ihr Kalkgehalt zu. Die ganze

* Dieselben Stachelhäuter kommen auch in der Schicht *a)* vor.

Schichtengruppe ist äusserst fossilarm, ausser dem Abdruck einer Pinna fand sich nichts darin. Jedenfalls ist es auffallend, dass das soeben noch so reiche Leben hier unvermittelt aufhörte, trotzdem die Sedimentation weiterging.

d) Das nächste Glied besteht bereits aus härteren, jedoch noch immer mergeligen Kalksteinschichten. Die Mächtigkeit beträgt bloss 2—3 m; an frischen Bruchstellen ist das Gestein grau, an der Oberfläche ebenfalls grau, jedoch mit einem Stich ins Rötliche. Die aus der Bildung *c*) erwähnte *Pinna* sp. kommt auch hier vor.

e) Im Hangenden dieser Kalksteinschichten finden sich ganz graue Absätze, hie und da mit einer Abtönung ins Grünliche. Diese Bildung wird nebst *Cassianella angusta* Bittn. hauptsächlich durch kleine Exemplare von *Spiriferina Lipoldi* Bittn. charakterisiert.

f) Dann folgt in kaum 1 m Mächtigkeit wieder ein mehr lockerer grauer Mergel, in dem sich ein Exemplar von *Prostylifer paludinaris?* Mstr. fand.

g) Mit diesem Mergel bricht die Schichtenfolge ab, jedoch nur auf 1—2 Schritte, worauf sich wieder eine Fossilienanhäufung ähnlich dem Gliede *a*) des Profils findet, mit dem Unterschiede jedoch, dass die Fossilien hier bereits in viel geringerem Masse inkrustiert sind. Hier sammelte ich folgende Fauna:

Spongiomorpha cfr. *minor* Frech
Spongiomorpha (*Heptastylopsis*) cfr. *ramosa* Frech
Montlivaultia tyrolensis Wöhrm.
Thamnastraea Zitteli Wöhrm.
„ *rectilamellosa* Winkl.
„ cfr. *delicata* Reuss
Triadocidaris cfr. *subnobilis* Münst.
Amphiclina squamula Bittn.
Thecospira tyrolensis Lor. sp.
„ *Semseyi* Bittn.
Spiriferina Bittneri Frech
Spirigera indistincta Beyr. sp. (sehr häufig)
Rhynchonella Arpadica Bittn.
„ *Arpadica* var. *parcecostata* Bittn.
Avicula aspera Pichl.
Cassianella angusta Bittn.
Pecten subalternicostatus Bittn.
Pecten hungaricus Bittn.
„ *avaricus* Bittn.
„ *Arpadicus* Bittn.
Lima balatonica Bittn.
„ *austriaca* Bittn.
Ostrea montis caprilis Klpst.
Myoconcha sp. ind.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
„ *inaequicostata* Klpst.
Myophoriopis intermedia Bittn.
Cardita Pichleri Bittn.
„ sp. ind.
Gonodon Mellingii Hau.
Prostylifer paludinaris? Mstr.
Neritopsis armata Mstr.
„ *armata* var. *plicata* Kl.
Loxonema modestum Klpst.
Omphalaptycha sp. ind. (I.)?
Hypsipleura cf. *subnodosa* Klpst.
Euthystylus balatonicus Kl.

h) Gegen das Hangende hin bilden diese ebenso wie am Anfang des Profils (*b*) eine in lockeren Mergel eingebettete Ablagerung. Ausser der geringeren Inkrustation ist noch zu beobachten, dass die inkrustierende Substanz lockerer erscheint, die Versteinerungen also leichter zu befreien sind; da aber die Fossilien hier in ungeheurer Menge auch frei vorkommen, was auf nichts anderes, als auf nachträgliche Einwirkungen der Atmosphärilien zurückzuführen ist, erscheint es nicht weiter verwunderlich, dass die Fossilien hier viel schlechter erhalten sind als dort.

Exemplare mit unversehrter Schale kommen hier nur sporadisch vor, während solche dort keineswegs selten sind.

Die Fauna der Bildung *h*) ist folgende:

Cassianella angusta Bittn.
Pecten filosus Hau.
Ostrea montis caprilis Klpst.
(in grosser Menge)
Gervilleia angulata Mstr
Myophoria inaequicostata Klpst.
Hologyra? sp.
Fedaiella sp. ind.
Spirocyclina eucycla Lbe.
Macrochylina brevispira Kl.
Loxonema arctecostatum? Mstr.
„ *modestum* Kl.
Oonia cf. *similis* Mstr.
Coelostylina conica Mstr.
„ *Stotteri* Klpst.
Spirostylus subcolumnaris Mstr.
„ *porrectus* (J. Böhm)
Trypanostylus cf. *militaris* Kl.
„ *indet.*
Omphaloptycha irritata Kl.
„ cfr. *Stoppanii* Kl
„ *Ludwigi* Kl.
Undularia (*Toxoconcha*) cfr. *uniformis* Stopp.
Katosira veszprémiensis Kl.
Protorcula subpunctata Mstr. sp.

Trotz dieser grossen Zahl von Fossilien kann die Fauna der erwähnten Schichtengruppen durch die bisherigen Aufsammlungen nicht als erschöpft betrachtet werden, da ja die Fundorte kaum einige Quadratmeter gross sind; auch darf nicht ausser acht gelassen werden, dass sich viele Exemplare infolge der Inkrustation als unbestimmbar erwiesen. Auch Bittner spricht die Hoffnung aus, dass diese Fundstellen besonders betreffs der Pectiniden noch viel neues bieten werden.

Obzwar aus dem bisher Gesagten auf nichts anderes geschlossen werden könnte, als dass sich der Abschnitt *a—b* der Schichtenfolge *a—f* in *g—h* wiederholt, was auch die erwähnte Unterbrechung der beiden Schichtengruppen zu bekräftigen scheint, so kann doch nicht verschwiegen werden, dass sich in den ident erscheinenden Faunen der beiden Schichtengruppen ebenso eine gewisse beachtenswerte Abweichung kundgibt; es ist dies die Tatsache, dass die Arten im Abschnitte *g—h* massenhafter und mehr entwickelt auftreten als im Abschnitte *a—b*, ferner, dass dort von Gastropoden besonders Vertreter der Familie Pyramidellidae, von Bivalven aber *Ostrea montis caprilis* und *Gonodon Mellingii* die Hauptrolle spielen, während hier die Brachiopoden und in zweiter Reihe die Aviculiden und Pectiniden vorherrschen. Aus den Schichten *g—h* sind ferner auch sechs Korallenarten bekannt, aus dem Abschnitte *a—b* hingegen keine einzige. Zieht man noch in Erwägung, dass sich der Hangendkomplex der Schichten *g—h*, der bis in die Nachbarschaft des Hauptdolomits verfolgt werden kann, nicht gleichermassen gliedert, wie das Hangende der Gruppe *a—b*, so darf man sich nicht der Möglichkeit verschliessen, dass die faunistische Verwandtschaft der beiden Gruppen nicht so sehr auf eine Wiederholung der ganzen Schichtenfolge hindeutet, sondern eher eine gewisse Wiederholung des organischen Lebens darstellt.

i) Auf den Abschnitt *g—h* folgen im Hangenden rötlichgelbe oder lebergelbe, etwas geaderte und den Schichtenflächen entlang, sowie senkrecht dazu gänzlich zerklüftete 2—3 cm mächtige Kalksteinschichten. Diese Kalksteine wechsellagern aufwärts mit dünneren Mergelschichten. Dieses Glied des Profils ist am mächtigsten entwickelt und lässt sich bis zum Hauptdolomit verfolgen.

Der Zusammenhang zwischen den beiden letzteren liess sich hier nicht genauer ermitteln, da der Kulturboden an dieser Stelle etwas tiefer eindringt. Man sieht zuerst eine dunkelgraue poröse Dolomitbank (*k*), dann in ungefähr 1 m Mächtigkeit graue gelbgetupfte dolomitische Mergelschichten (*e*), so dass auch hier ein gewisser Übergang zum Hauptdolomit zu beobachten ist (Vergl. S. 89).

Übrigens fällt die Schichtenreihe des beschriebenen Profils ständig gegen NW ein, ebenso wie das höchste Hangendglied des Profils, der Hauptdolomit (*m*).

Auch in der Nähe dieses Profils gibt es alte Steinbrüche, aus deren Trümmerwerk eine Unmasse von wohlerhaltenen Fossilien zutage gelangte. Sowohl das Gesteinsmaterial als auch die darin enthaltene Fauna schliesst sich innig der Gruppe *a—b* des Profils IV an, in deren Streichrichtung übrigens die in Rede stehende Bildung zu liegen kommt. Die Fauna dieses Fundortes besteht aus folgenden Arten:

Amphiclina squamula BITTN.
Thecospira Semseyi BITTN.
„ *Andraei* BITTN.
Thecospirella Lóczyi BITTN.
Spiriferina Lipoldi BITTN.
Spirigera indistincta BEYR. sp.
Rhynchonella arpadica BITTN.
Terebratula julica BITTN.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* WÖHRM. sp.
Avicula aculeata BITTN.
Pecten (*Chlamys*) *Desiderii* BITTN.
„ *subalternicostatus* BITTN.
Dimyopsis intusornata BITTN.
Ostrea montis caprilis KLPT.
Mysidioptera tenuicostata BITTN.
Modiola aff. *raiblianae* BITTN.
Myophoria chenopus LBE.
„ *Wöhrmanni* BITTN.
„ *inaequicostata* KLPST.
Myophoriopis intermedia BITTN.
Cardita Pichleri BITTN.
Gonodon Mellingii HAU.
Neritopsis armata MSTR.
Spirocyclina eucycla LBE.
Coelostylina conica MSTR.
Euthystylus balatonicus KL.
Katosira veszprémiensis KL.
Protorcula subpunctata MSTR. sp.
Trachyceras austriacum MOJS.
Anasirenites cf. *Marthae* MOJS.

Aus dem paläontologischen Anhang der Balatonmonographie kann ohne nähere Bezeichnung des Horizontes, aus dem Profil IV im allgemeinen noch folgende Fauna angeführt werden (die mit * bezeichneten Arten wurden bereits auch bei der Beschreibung der einzelnen Schichtengruppen aufgezählt):

Craspedophyllia alpina LOR.
Thecosmilia granulata KLPST.
Margarosmilia Richthofeni VOLZ.
Omphalophyllia radiciformis KLPST.
Ceriopora cnemidium KLPST. sp.
Retzia aracanga BITTN.
* „ *hungarica* BITTN.
**Spirigera indistincta* BEYR. sp.
**Terebratula julica* BITTN.
**Pecten* (*Chlamys ?*) *Desiderii* BITTN.
„ *veszprémiensis* BITTN.
Lima Lóczyi BITTN.
„ sp. nov.
**Ostrea montis caprilis* KLPST.
Palaeoneilo ex aff. *praeacutae* KLPST. sp.
**Myophoria inaequicostata* KLPST.
**Myophoriopis intermedia* BITTN.
**Cardita Pichleri* BITTN.
**Gonodon Mellingii* HAU.
Laubella delicata LBE.
Sisenna infirma KL.
Eucycloscala cfr. *Damesi* KL.
„ sp. ind.
Trochus sp. ind.
Naticopsis sp.

Neritopsis subornata Mstr.
„ *armata* Mstr.
Neritaria Mandelslohi? Klpst.
Purpurina (Angularia) pleurotomaria Mstr.
Loxonema (?) eucycloides Kl.
Coelostylina cfr. *ignobilis* (J. Böhm)
„ *Fedrighinii* Stopp.
Coelostylina cochlea Mstr.
Trypanostylus cfr. *Konincki* Mstr.
Omphaloptycha cfr. *retracta* Kl.
„ (?) sp. ind. (III.)
„ sp. ind. (IV.)
Promathildia cfr. *colon.* Mstr.
Euchrysalis? sp. ind.
Fusus nodosocarinatus? Mstr.

Profil V.

Über das Profil IV hinaus wendet sich die Eisenbahn gegen E, dem Vasuti-erdő zu. Diese Kurve führt durch das Schlussglied des Profils IV, d. i. durch den Hauptdolomit, dessen Schichten auch hier gegen NW einfallen. Sowie die Eisenbahnlinie jedoch an die E-Ecke des Waldes gelangt, durchquert sie wieder Mergel und Kalksteine. Die in der Streichrichtung dieser Schichten durchschnittene Mergel- und Kalksteingruppe gelangte unzweifelhaft längs des erwähnten Bruches von Jutas durch einen Gebirgsschub neben den Dolomit. Die ganze Bildung erscheint unbedeutend; dennoch verdient die aufgeschlossene Schichtengruppe Beachtung, da sie die Wiederholung gewisser Glieder der Profile II und IV darstellt.

a) Zu unterst lagert feinblätteriger, dunkelgrauer bituminöser Mergel. Die Oberfläche der Mergelplatten wird durch eine dickere kalkige Kruste überzogen. Gegen das Hangende werden die Platten dermassen dünn, dass ihre Dicke kaum 1 mm beträgt; dabei nehmen sie eine gelblichgraue Färbung an und ihre Oberfläche wird sandsteinartig rauh. Organische Einschlüsse fanden sich in diesem Mergel nicht. Auf dieser Bildung ruht der Bahnkörper und in diese senken sich auch die den Bahnkörper begleitenden Gräben ein.

b) Das nächste Glied tritt bereits an der Basis des Eisenbahngrabens zutage. Es ist ein lebergelber, dunkel gefleckter Kalkstein. An den Bruchflächen kommen ziemlich häufig Durchschnitte von Fossilien vor. Bestimmbar war jedoch bloss eine Form, nämlich *Rhynchonella arpadica* Bittn. Der Kalkstein ist übrigens kaum 2—3 dm mächtig.

c) Im Hangenden lagern einige mächtigere, dunkelgraue, mehr feste Kalksteinbänke. Dieser Kalkstein führt zahlreiche weisse umkristallisierte Megalodenschalen, darunter auch kleine Formen mit gedrehtem Wirbel. Die Mächtigkeit des Kalksteines dürfte einen guten halben Meter betragen.

d) Darüber folgt unmittelbar ein dunkelgrauer feinporöser Dolomit, dessen tiefste also an die Bildung *c)* angrenzende Partien ähnliche Fossilien führen. Ausserdem ging daraus auch ein Exemplar von *Thecospira tyrolensis* Lor. hervor.

e) Die oberen Schichten des Dolomits erwiesen sich fossilleer. Die bisher besprochenen Glieder des Profils fallen unter 30° gegen NNE ein.

f) Im Hangenden des zuletzt erwähnten Dolomits breiten sich bis zum E-lichen Grenzgraben des Vasuti-erdő Felder aus. Auch die auf den Äckern umherliegenden Trümmer geben keine Aufklärung über die Beschaffenheit des Untergrundes. Der Grenzgraben des Waldes hingegen senkt sich an einer Stelle tief in den Untergrund ein und hier zeigt sich der am leichtesten kenntliche Mergelhorizont, der Mergel

mit den inkrustierten Fossilien, der von den gleichwertigen Gliedern des Profils IV an jenem Querbruche abgerissen wurde und sich auch an der W-lichen Partie der Dolomitwand N-lich vom Bahnhofe von Jutas zeigt. Dies wird auch durch die Tatsache erhärtet, dass noch tiefer im Walde auch der härtere Mergel mit den inkrustierten Fossilien auftritt, der hier ebenso wie im Profil IV mit den gewöhnlichsten Formen dieses Horizontes angefüllt ist. Von hier stammen:

Thecospira Andreaei BITTN.	*Cassianella angusta* BITTN.
Thecospirella Lóczyi BITTN.	*Pecten (Chlamys?) Desiderii* BITTN.
Spiriferina Bittneri FRECH	„ *venustulus* BITTN.
„ *Lipoldi* BITTN.	*Ostrea montis caprilis* MSTR.
Spirigera indistincta BEYR. sp.	*Myophoria chenopus* LBE.
Terebratula julica BITTN.	„ *inaequicostata* KLPST.
„ *Wöhrmanniana* BITTN.	*Myophoriopis intermedia* BITTN.
„ aff. *piriformis* SUESS.	*Cardita* sp.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* WÖHRM. sp.	*Emarginula Münsteri* PICT.
Avicula aspera PICHL.	*Neritopsis armata* MSTR. sp.
„ sp.	*Katosira veszprémiensis* KLPST.

Protorcula subpunctata MSTR. var.

g) Auf diesen Horizont folgen, wie im Profil IV, Mergel, welche

Gonodon Mellingii HAU. und
Pecten incognitus BITTN.

in grösserer Menge führen. Ausserdem kommen darin vor:

Pinna sp. und
Mysidia lithophagoides FRECH.

Diese letztere Form, die nach FRECH in generischer Beziehung die Eigenheiten der mittelasiatischen oberen Trias an sich trägt, gehört in den obersten Horizont der Mergel von Veszprém, also zu den Torer Schichten.

h) Im Hangenden der ganzen Gruppe lagert auch hier Dolomit, welcher schon infolge seiner Lage nichts anderes als Hauptdolomit sein kann.[1]

Fast das ganze Profil V wiederholt sich ferner noch an der SE-Ecke des Vasuti-erdő. Denn das mit kleinen *Megalodus*- und *Physocardia*-Steinkernen angefüllte Gestein findet auch hier vor, u. zw. auf jenem bebauten Hügel, der sich an der Stelle erhebt, wo der Wald mit dem Püspökrét zusammentrifft (nicht am Harangozódomb!). Hier gelangt das Gestein während des Pflügens zutage. Am E-Rande des Ackers findet es sich in zusammengetragenen Haufen.

An der N-Lehne des Hügels am Waldessaume ist das Gestein bereits dolomitisch. Gegen W zieht es über den Eisenbahndamm, wo es wieder durch eine

[1] Ebenfalls aus dem Vasuti-erdő, jedoch aus unbestimmten Horizonten stammen folgende Arten:

Margarosmilia septanectens LOR.
Terebratula aff. *piriformis* SUESS und
Undularia (Toxoconcha) sp. ind.

mergelige Gruppe bedeckt wird, von denen der letzte noch aufgeschlossene Teil (dort, wo die Eisenbahn bereits den Wald betritt) unzweifelhaft den Oolithen der Profile IV und V entspricht.

*

Die an der Eisenbahnlinie Veszprém—Jutas zutage tretenden karnischen Ablagerungen sind also unzweifelhaft die jüngsten Glieder der ganzen bekannten karnischen Stufe; sie entsprechen den Gliedern *g—i)* des Profils von Vámos. Der untere, carditenführende Mergel des Profils II und der darüber folgende Dolomit entspricht den Gliedern *e—f)* des Profils von Vámos.

Ob die im Megalodenhorizont (?) vorkommenden Bivalven mit gedrehtem Wirbel Physocardien sind, konnte bisher nicht ermittelt werden, denn dies erfordert ein besseres Material und genauere Untersuchung.

Die Wichtigkeit des Profils besteht auch darin, dass es die N-alpine Opponitzer Schichtenfolge enthält, deren Beschreibung Wöhrmann lieferte.[1] Die Opponitzer Schichten beginnen nach ihm zu unterst regelmässig mit einer kalkigen Bank (unterer Horizont), in der *Spirigera indistincta* und andere Brachiopoden in grosser Menge auftreten; dann folgt der mergelige Horizont mit *Ostrea montis caprilis*, *Pecten filosus* usw. (mittlerer Horizont), welcher schliesslich wieder von einem kalkigen, fast fossilleeren (oberen) Horizont überlagert wird. Diese drei Horizonte lassen sich, wie gezeigt wurde, auch bei uns unterscheiden: *a)* bezw. *g)* ist der untere, *b)* bezw *h)* der mittlere und *c—f)* bezw. *i)* der obere Horizont.

c) Csőszdomb.

W-lich von den Schichtenfolgen, die an der Eisenbahnlinie Jutas—Veszprém aufgeschlossen sind, teils noch diesseits, teils aber bereits jenseits der Landstrasse Veszprém—Jutas, zwischen der Landstrasse und dem Aranyostal genannten Abschnitte des Sédflusses erhebt sich — wie schon früher erwähnt wurde — von der Stadt bis zu dem Wäldchen von Jutas (Vasuti-erdő) ein von S gegen N allmählich schmäler werdendes Plateau, das im S durch den Graben Völgyikútárok von dem hochgelegenen Stadtteil Cserhát abgetrennt wird. Auf diesem Plateau befinden sich zwei besonders bezeichnete Anhöhen: der Csőszdomb und der Szalaydomb, letzterer von Böckh, wie erwähnt wurde, als „Táborállás" bezeichnet.

Der Csőszdomb, der sich übrigens N-lich vom Bahnhofe, in unmittelbarer Nähe desselben erhebt, sendet eine langgestreckte Lehne über die Landstrasse bis zum Völgyikútárok. Der gegen den Bahnhof gelegene Teil dieses Hügels besteht aus Dolomiten, die unmittelbar mit den längs des Bahnhofes aufgeschlossenen Dolomiten zusammenhängen. Durch die Fossilführung der letzteren (*Megalodus* cfr. *triqueter* Wulf. sp., *M.* cfr. *Böckhi* Hoern., *M. complanatus* Gümb.) erscheint das norische Alter dieser Bildung zur Genüge erwiesen; wir haben es also mit Hauptdolomit zu tun.

N-lich davon, also an der N-Lehne des Hügels treten bereits kalkige und mergelige Gesteine zutage. Hier wurden zur Gewinnung dieser Gesteine ehemals

[1] Wöhrmann: Die Raibler Schichten; Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. Wien, 1893. S. 715.

mehrere kleine Steinbrüche angelegt, die jedoch heute schon derart mit Rasen und Gestrüpp bewachsen sind, dass man nur in umherliegenden Trümmern noch Fossilien suchen kann. Auf den Trümmerhaufen, die aus den Gruben und von den umliegenden Äckern zusammengetragen wurden, zeigt sich zweierlei Gestein. Das eine wird durch mehr oder weniger mergelige, graue Kalksteinplatten vertreten, zu denen sich mehr lockere, sandige Mergelstücke gesellen. Versteinerungen sind darin nicht selten.

Aus diesem Gestein sammelte ich folgende Fauna:

Isocrinus sceptrum Bath.
Koninckina Leonhardi Wissm. sp.
Spirigera quadriplecta Mstr. sp.
Spirigera (Athyris) goniocólpos Frech
Rhynchonella tricostata Bittn.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wöhrm.
Posidonomya sp.
Protrochyceras sp. ind.
Trachyceras austriacum Mojs.

Das zweite Gestein ist eine aus ebenfalls grauen, jedoch ungegliederten Kalksteinstücken und einem gelben Mergel bestehende sehr feste Breccie. Dies ist jene Bildung, die Böckh als Hangendes des Trachyceratenkalkes im Buhimtale erwähnt, und welche im paläontologischen Anhang der Balatonmonographie als „Brachiopodenkonglomerat“ oder „Breccie“ angeführt wird.

Die Fossilien lassen sich eigentlich nur aus dem die einzelnen Gesteinsknollen zusammenfassenden Mergel befreien, aus den Knollen selbst können sie nicht gesammelt werden.

Von hier stammen die folgenden Formen:

Koninckina Leonhardi Wissm. sp.
Rhynchonella linguligera Bittn.
Spirigera sp. nov.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wöhrm.
Posidonomyia sp.
Protrachyceras sp. ind.

In den mergeligen Partien zeigen sich hier und da auch winzige Ostrakodenfragmente.

Die sicher bestimmten Arten der Fauna, die aus der ganzen Gruppe hervorging, deuten darauf hin, dass diese Bildung einen tieferen Horizont des Mergels von Veszprém darstellt, als die in den Eisenbahnaufschlüssen zutage tretenden Ablagerungen.

Der Csőszdomb ist zur Klärung der Lagerungsverhältnisse nicht geeignet. Soviel lässt sich jedoch trotzdem feststellen, dass von den beiden Bildungen die Breccie die ältere ist.

d) Cserhát, Girisicsdomb, Szalaydomb, Táborállás.

(Profil VI, auf Taf. I, Fig. 1.)

Wenn man nun die an der W-Lehne des Csőszdomb verlaufende Landstrasse Veszprém—Jutas überschreitet, so erreicht man wieder eine Weide, auf der ehemals gleichermassen Steine gebrochen wurden. Mit diesem Punkt ist zugleich das Profil VI erreicht, das sich teilweise auch schon auf den Untergrund der Stadt erstreckt. Da der Sédfluss in die unter dem Hauptdolomit zutage tretende obere Mergelgruppe ein amphitheaterartiges Muldental eingeschnitten hat, an dessen Abhängen die Gesteinsgruppen des Profils am leichtesten zu erreichen sind, wurde auch die Konstruktion des Profils diesem Umstande angepasst, und das Profil in drei Abschnitte geteilt. Der erste Abschnitt, welcher die ältesten Glieder umfasst, beginnt am Marktplatz (jetzt Rákóczi-tér) von Veszprém und endet in NE-licher Richtung über die Buhim-utcza und den Girisicsdomb verlaufend in jenem kleinen Wasserriss, der an der E-Lehne des Girisicsdomb herab gegen die Ecke der Buhim-utcza und Vágóhid-utcza (neuerer Zeit Venyves-utcza) bis zum Ufer des Sédflusses hinabführt. Der zweite Abschnitt streicht von dem erwähnten Wasserriss in NNE-licher Richtung über die Malom-utcza zum Völgyikútárok, und zieht von da auf die S-liche sattelförmige Partie des Szalaydomb hinauf. Der dritte Abschnitt schliesslich wendet sich vom Sattel gegen NNW, durchquert den Szalaydomb und endet am S-Rande des Plateaus Táborállás.

Wir wollen mit dem ersten, tiefsten Abschnitt beginnen.

Die neueren Bauten am Rákóczi-tér und in der Buhim-utcza, namentlich der Wasserleitungsbau, brachten fast überall gelbliche oder bräunliche mitunter graue, oft dunkler gefleckte und nahezu blätterig geschichtete sandige Mergel zutage.

Diese Mergel sind meines Wissens die tiefsten zutage gehenden Schichten der mittleren Trias von Veszprém. Ich fand sie am Rákóczi-tér, längs des ganzen S-lichen Abschnittes der Buhim-utcza, dann in der Rozmaring-utcza (Ányos-utcza) und in der Árva-utcza (teilweise Thököly-utcza).

Die Mergel sind besonders in der Nähe des Hauptdolomites ungemein gefaltet, was natürlich nur den Hand in Hand mit der Verwerfung einherschreitenden Dislokationen zuzuschreiben ist.

Der tiefere Abschnitt der Mergel, welcher im Profil mit *a*) bezeichnet wurde, ist bräunlichgelb, blättrig, etwas sandig, durch und durch mit kleinen Abdrücken erfüllt, die teilweise von der kleinen Krebsenart *Estheria Lóczyi* Frech herrühren. Zum Teil sind es auch kleine Muschelabdrücke, an denen häufig auch die Schale erhalten ist, jedoch nur als zarte, umwandelte Kalksteinkruste, weshalb besonders die spezifische Bestimmung nur sehr selten durchführbar erscheint. Besonders an Posidonomyen und Halobien erinnernde Schalen kommen in grösserer Menge vor. Ausserdem finden sich in dem Mergel auch kleine Nucula-Steinkerne, worunter ein Exemplar mit teilweise erhaltener Schale sowohl bezüglich der Umrisse, als auch der Schalenskulptur an *Nucula lineata* Mstr. erinnert. Schliesslich sind auch *Orthoceras*-Fragmente und *Crinoiden*-Stielglieder nicht selten.

b) Auch der höhere, im Profil mit *b*) bezeichnete Abschnitt der fraglichen Mergelgruppe ist etwas sandig. Vorherrschend ist das Gestein hier hellgelb, dann weisslichgrau, schliesslich auch mausgrau. In den obersten Horizonten dieser Gruppe

wird der Mergel kalkreicher und mehrfach schieben sich sogar einzelne kalkige Bänke ein, in denen nicht nur eine mannigfaltigere, sondern auch eine besser erhaltene Fauna vorkommt.

Im ersten Abschnitt des Profiles waren diese oberen Mergel nur an einer einzigen Stelle leichter zugänglich, u. zw. am Hofe des Hauses Buhim-utcza 15, wo derselbe in einem Kanal an einer Bastionsmauer aufgeschlossen ist. Hier sammelte ich folgende Arten:

Avicula sp.
Halobia rugosa Hau.
Cuspidaria alpis civicae Bittn.
Cuspidaria sp.
Gonodon sp. ind. aff. *astartiformis* Mstr. sp.
G. aff. *rostratus* Mstr.
Turbo sp.
Anolcites Richthofeni Mojs.
Estheria Lóczyi Frech.

Dem Mergel lagert hier ein gebankter Kalkstein auf, von dem später die Rede sein soll. An den Mergelblättern finden sich auch hier Estherien und kleine Bivalven, die bald an Posidonomyen, bald an Halobien erinnern.

Bittner fand auch in dem unzweifelhaft *Halobia rugosa* führenden, jedoch jüngeren Mergel von Alsóerdő (Profil IX auf Taf. I, Fig. 4, Glied *f*) an Posidonomyen gemahnende Bivalven, und meint, dass sich von diesen Resten nichteinmal feststellen lässt, ob es junge Halobien sind, oder ob dieselben einer selbständigen Art angehören.[1] Ebenso äussert er sich auch über die fraglichen Einschlüsse des Profils VI. Nur in dem Material aus der Ányos-utcza fand er ein Exemplar, in dem er *Halobia rugosa* vermutet. Ich untersuchte diesen Mergel seither öfters, u. zw. an allen Stellen, wo er sich zugänglich erwies und kann Bittners Vermutung nur bekräftigen, umso mehr, als ich in den Mergeln von Veszprém an anderen Punkten, jedoch aus demselben Horizont *Halobia rugosa* tatsächlich antraf. Wenn man jedoch in Betracht zieht, dass dieses Fossil anderweitig, so z. B. in dem erwähnten Profil von Alsóerdő, oder den später zu besprechenden in überaus grosser Menge vorkommt, so kann man nicht umhin anzunehmen, dass auch die zahlreichen posidonomyenartigen Abdrücke unseres Mergels vielleicht die Brut von *Halobia rugosa* darstellen.

Arthaber sagt bei der Charakterisierung der Fossilien des Schiefers von Rheingraben folgendes: „Die Fossilführung der tieferen Schiefer ist auf das Auftreten der *Halobia rugosa* und deren Jugendformen beschränkt, die meistens als *Posidonomya* und *Avicula globulus* bezeichnet werden“. (Lethaea II. T., Bd. 1, S. 318.)

Auch Wirbelpartien, die auf ausgewachsene Exemplare hinweisen, kommen recht häufig vor; bloss die wellig berippte Aussenseite der Schale ist in den seltensten Fällen erhalten. Andererseits wieder ist es sicher, dass es in dem fraglichen Gesteine auch Posidonomyen gibt Doch konnte infolge ihrer schlechten Erhaltung nicht festgestellt werden, zu welcher Art sie gehören.

[1] Bittner: Lamellibranchiaten. S. 28. (Pal. Anh.).

Der Mergel der Gruppe *b)* wechselt im Hangenden bereits mit kalkigen Bänken ab und die ganze Serie wird durch das Glied *c)* des Profils VI, den Trachyceratenkalk vom Buhimtal Böckhs (I. S. 135) bedeckt.

Aus anderen Ausbissen der Gruppe *b)* in der Buhim-utcza können noch folgende Arten aufgezählt werden:

Rhynchonella cf. *linguligera* Bittn.
Avicula sp. ind.
Halobia rugosa Hau.
Posidonomya sp.
Ctenodonta (Nucula) lineata Mstr.
Ctenodonta cf. *tenella* Bittn. sp.
Macrodon gepidicus Frech
Myophoriopis sp. ind.
Gonodon sp. ind. aff. *astartiformis* Mstr. sp.
Gonodon sp. ind. aff. *rostrati* Mstr. sp.
Cuspidaria alpis civicae Bittn.
Cuspidaria sp.
Turbo? sp. ind.
Trachyceras (Anolcites) Richthofeni Mojs.
Orthoceras sp. ind.
Estheria Lóczyi Frech.

Ausser diesen Formen treten im Mergel auch Crinoiden-Stielglieder auf.

c) Die Gruppe *c)* des Profils VI (Taf. I, Fig. 1), welche — wie erwähnt — die Mergel *b)* überlagert, besteht aus einer kleineren Gruppe von Kalksteinbänken; dieses feste Gestein führt besonders Brachiopoden, hie und da findet sich jedoch auch ein Trachyceras-Fragment. Dieser Kalkstein lässt sich im Profil längs der ganzen NW-Lehne des Cserhát verfolgen. So in mehreren Höfen der E-lichen Häuserreihe in der Árva-utcza und der darunter befindlichen Buhim-utcza; an der W-Lehne der Buhim-utcza ziehen die erwähnten Mergel gegen das Sédtal zu, während der Kalkstein oben an der N-Ecke des Rákóczi-tér, etwa 15 m höher als in der Buhim-utcza lagert. Dieser Niveauunterschied wurde unzweifelhaft durch die infolge des Bruches vom Buhimtal eingetretene Verwerfung verursacht. Die im paläontologischen Anhang als Leitnerudvar, Márkusudvar und *c)* bezeichneten Fundorte beziehen sich auf jene Bänke des in Rede stehenden Kalksteines, die sich am Ende des NE-lichen Abschnittes der Buhim-utcza bereits fast bis zum Sédflusse hinabziehen, also zu jenen Punkt, den schon J. v. Böckh kannte. Hier sammelte ich die meisten Fossilien.

Bestimmbar waren folgende Arten:

Epeuda pusilla Lbe.
Dendrocoelia cf. *dichotoma* Lbe.
Himatella milleporata Mstr. sp.
Peronidella Loretzi Zittel
Margarophyllia capitata Mstr.
Encrinus cassianus Klipst. sp.
„ *cancellistriatus* Bath.
Isocrinus candelabrum Bath.
„ *scipio* Bath.
„ *sceptrum* Bath.
Triadocrinus persimilis Bath.
Cidaris dorsata typica Mstr.
Cidaris Wissmanni Desor
„ *Wissmanni rudis* Bath.
„ cf. *dorsata* et *Hausmanni* Bath.
Discina (?) *Calymene* Mstr. sp.
Koninckina Leonhardi Wissm. sp.
Koninckella fastigata Bittn.
„ *triadica* Bittn.
Amphiclina amoena Bittn.
„ sp.
Thecospira tyrolensis Lor. sp.
„ *Semseyi* Bittn.
„ sp.

Spiriferina (*Mentzelia*) cf. *Fraasi* Bittn.
Spiriferina sp. ind.
Cyrtina calceola Klpst. sp.
Spirigera Schlönbachi Lbe. sp.
„ (*Diplospirella*) *Wissmanni* Mstr. sp.
Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* Mstr. sp.
Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* var. *euplecta* Bittn.
Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* var. *costata* Bittn.
Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* var. *obliterans* Bittn.
Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* var. *confluens* Bittn.
Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* var. *subconfluens* Bittn.
Spirigera sp.
Rhynchonella linguligera Bittn.
„ *tricostata* Mstr. sp.
„ sp. ind.
Trachyceras austriacum Mojs.
„ *aonoides* var. *fissinodosa* Mojs.
Sirenites Vestalinae Mojs.
„ sp. ex. aff. *S. Sophiae* Mojs.

Das Einfallen dieser grauen Kalksteinbänke ist nicht einheitlich; in der Árva-utcza z. B. fallen sie an einer Stelle unter 25° gegen NE, an einer anderen Stelle gegen N ein, in der Buhim-utcza wieder gibt es einen Punkt, wo ein Einfallen von 20° gegen NW zu messen ist.

Dies sind jedoch ebenfalls nur unwichtige Erscheinungen der mit dem Bruche einherschreitenden Dislokationen.

c_1) Dem gebankten Kalksteine sind überall knollige, kalkige Sedimente aufgelagert, die bereits vom Csőszdomb bekannt sind und über die sich J. v. Böckh (l. c. S. 135) folgendermassen äussert: „Nur wenige Schritte gegen Nordosten von dieser Stelle zeigt sich ein eigentümliches konglomeratartiges Gestein, das in mergeliger Grundmasse kalkreiche Einschlüsse zeigt“. Das Auftreten solcher Gesteine ist gewöhnlich das Ergebnis von Strandströmungen, die mit Oszillationen in Zusammenhang stehen. J. v. Böckh erwähnt ferner (l. c. S. 135), dass dieses Gestein gegen N hin mehrfach anzutreffen ist. Da wir ihm im II. Abschnitt des Profils VI neuerlich begegnen werden, will ich seine Fauna erst dort anführen. Hier wurden nur einige seiner charakteristischen Eigenschaften hervorgehoben.

In dem Wasserriss, der den NE-lichen Endpunkt unseres Profils bildet, werden die tieferen Schichten des Konglomerates talaufwärts (gegen S) allmählich brecciös, bis sie schliesslich fast unmerklich in die liegenden Kalksteinbänke übergehen. Hier dürfte man es also mit einem klastischen Gestein zu tun haben, welches aus den Bruchstücken des darunter lagernden Gesteins, teils aber aus den mergeligen Ablagerungen der später herabströmenden Strandgewässer entstand. Hierauf scheint zumindest der Umstand hinzuweisen, dass die dem bankigen Kalkstein unmittelbar auflagernden Partien des fraglichen klastischen Gesteins noch gross und eckig sind, also eigentlich Schichtenplatten darstellen, die zwar zerklüftet, jedoch noch nicht vollständig von einander getrennt erscheinen. Die höheren Partien, deren Stücke durch den Wellenschlag bereits aus ihrer ursprünglichen Lage gehoben wurden, sind schon kleiner und hier zeigt sich bereits mehr mergelige Bindesubstanz, während sich abgerollte Kalksteinknollen erst in den obersten Partien finden, wo das ganze Sediment dann ein konglomeratisches Gepräge annimmt. Diese Erscheinungen dürften auf die zersetzende Tätigkeit einerseits des Meerwassers, andererseits der Atmosphärilien zurückzuführen sein.

Diese Konglomerate des Girisicsdomb ziehen bis zu jenem höher gelegenen Teil der mittleren (II.) Partie des Profils VI, das sich zwischen dem vom Cserhát herabkommenden Wasserriss und dem Völgyikútárok gegen N längs der Fenyves-utcza erstreckt, und an welchem auch die Felső- und Alsómalom-utcza verläuft.

e) Der N-liche Abschnitt der beiden Malom-utcza ist bereits auf reineren Mergeln erbaut, doch wechseln diese ziemlich häufig mit mehr oder weniger mächtigen Kalksteineinlagerungen ab. Diese eingelagerten grauen Kalksteinschichten erscheinen reichlich von Kalzitadern durchzogen; stellenweise finden sich auch kleine Feuersteinknollen, Äderchen und Pyritinfiltrationen. Diese mergelige Gruppe wurde im II. Abschnitt des Profils mit *e*) bezeichnet.

Aus dieser stammen folgende Arten:

Rhynchonella sp. aff. *Rh. pirum* Bittn.
Nucula strigitata Goldf.
Ctenodonta lineata Goldf. sp.
Posidonomya (?) sp.
Estheria sp.

Betrachten wir nun die obere Umgebung des Völgyikútárok. Längs des Grabens (am W-Abhange desselben) erstrecken sich die Mergel und die darunter befindlichen Konglomerate bis zum Völgyikút (Királykút), wo sich zugleich der Bruch von Cserhát und daneben jene Dolomite befinden, deren Alter J. v. Böckh unentschieden liess (l. c. S. 135, 137). Dieser rötliche, sehr bröckelige Dolomit schiebt sich in Form einer alleinstehenden Klippenmasse zwischen den oberen Abschnitt des Völgyikútárok und der Landstrasse Veszprém—Jutas ein, im E und S aber hängt er mit dem Hauptdolomit bei der Eisenbahnstation und am Marktplatz unmittelbar zusammen; er ist also ebenfalls Hauptdolomit, was übrigens auch durch Fossilien (*Megalodus complanatus* Gümb., *Amauropsis Hantkeni* Kittl) erwiesen erscheint. Im W wird er auf eine kurze Strecke durch den längs des Völgyikútárok ziehenden Bruch von den Dolomiten am Cserhát getrennt.

An der Kreuzung dieser Bruchlinie und des Hauptbruches von Cserhát bricht die reiche Quelle Völgyikút empor.

Am gegenüberliegenden, E-lichen Abhang wiederholen sich die bisher verfolgten Schichtengruppen. Der Graben selbst bietet keinen guten Aufschluss, da sein W-licher hügeliger Abhang (gegen die Malom-utcza zu) ein wahrer Misthaufen ist, während sich auf dem sanften E-Abhang Gärten ausbreiten. Dabei wird der Graben nicht reingehalten, die Abhänge sind mit dichtem Gestrüpp bestanden, so dass sie zum grössten Teil fast ungangbar sind. Diese ungünstigen Umstände wurden jedoch durch die Bauten der letztvergangenen Jahre, vornehmlich durch die Brunnengrabungen auf zwei Baugründen (Fenyves-utcza 18 und 22) ausgeglichen. Auch längs der von der Mündung des Völgyikútárok zur Landstrasse nach Jutas herabführenden Fahrstrasse (der sogenannten Sédlejáró) wurden gelegentlich der Instandsetzung und Bepflanzung der Strasse mergelige und sandige Bildungen aufgeschlossen, deren Lagerung darauf hinweist, dass sich die Schichten hier in Form eines Gewölbes aufstauchten, zwischen deren Überresten sich die kleine Talung vertiefte.

Die beiden Baugründe befinden sich schon wieder in dem Profil, u. zw. auf der Mergelgruppe *b*) des II. Abschnittes, welche von den in ein höheres Niveau gelangten Konglomeraten (c_1) durch eine schiefe Verwerfungsfläche getrennt werden.

Der an der Mündung des Völgyikútárok zutage tretende Untergrund, ein graugelber Mergel führte nach der Bestimmung FRECHS[1] und KITTLS[2] folgende Fossilien:

Ctenodonta elliptica GOLDF. sp.
Ctenodonta praeacuta KLPST.
Nucula strigilata GOLDF.
Leda Schafarziki FRECH
Macrodus gepidicus FRECH
Gonodon rostratus MSTR. sp. var. nov. *intermedia* FRECH
Cuspidaria pannonica FRECH
Orthoceras cf. *elegans* MOJS.
„ cf. *subellipticum* MSTR.
Estheria Lóczyi FRECH
Ganoiden-Schuppe.

BITTNER aber weist auch das Vorhandensein von nicht näher bestimmbaren Posidonomyen in den Mergeln nach. In ihrem Hangenden steht der Brunnen des Hauses Fenyves-utcza 22, aus dem eine dunkel mausgraue mergelige Bildung gefördert werden, in welcher FRECH[3] folgende Arten nachwies:

Ctenodonta elliptica GOLDF. sp.
„ „ „ „ var.
„ *tenella* BITTN. sp.
„ *praeacuta* KLPST.
Leda Schafarziki FRECH
Nucula Goldfussi Mstr mut.
Böckhi FRECH
Carnites floridus Wulf sp. (grosse Variationen)
Estheria Lóczyi FRECH.

Besonders auffallend ist die grosse Menge an Estherien.

Die zwischen den Häusern Nr. 18 und 22 vorbeiführende Fahrstrasse Sédlejáró geht neben dem sog. Kopáchymajor auf die Landstrasse nach Jutas, bezw. an die E-Ecke des Cserhát. Im Frühjahr 1907 wurde die Fahrstrasse mit Bäumen bepflanzt wobei die Schichten der erwähnten Wölbung neuerdings aufgeschlossen wurden.

In die längs der Fahrstrasse entwickelten Mergelschichten fügen sich auch einige Sandsteinbänke ein, deren Material aus sehr feinem Quarzsand besteht. Die Körnchen erscheinen durch ein kalkiges Bindemittel verkittet. Aus diesen ging ein Exemplar einer *Hoernesia* sp. hervor. Unmittelbar unter der Sandsteinbank lagert ein weisslichgrauer, mehr toniger Mergel, aus dem ich folgende kleine Fauna sammelte:

Radiolus dorsatus MSTR.
Spirigera quadriplecta MSTR. sp.
Spirigera cf. *indistincta* BEYR. sp.
Cassianella sp. ind.

[1] FRECH: Nachträge, usw. S. 15 (Pal. Anh.)
[2] Briefliche Mitteilung.
[3] FRECH: Nachträge, usw. S. 13. (Pal. Anh.)

Halobia rugosa Hau.	*Schizodiscus* sp. nov.
Nucula cf. *strigilata* Goldf.	*Orthoceras* sp.
Gonodus? laticostatus Mstr. juv.	*Trachyceras* sp
Dentalium cf. *undatum* Mstr.	*Carnites floridus* Wulf. sp.
Dentalium cf. *simile* Mstr.	*Estheria Lóczyi* Frech.

Aus den längs der Strasse beobachteten Lagerungsverhältnissen muss geschlossen werden, dass diese sandige Gruppe in das Liegende jener in der Fenyves-utcza entfällt.

Über den E-lichen Schenkel verläuft die erwähnte, im Profil mit x—x bezeichnete Rutschungsfläche. An ihr entlang ist auf einer Strecke von etwa 300 m auch eine NW-liche Verschiebung der Schichten zu beobachten; das Einfallen wird jedoch jenseits der Rutschungsfläche NE-lich, was übrigens auch an den unter der festen und starren konglomeratischen Gruppe aufgefalteten Mergeln (an der Strasse beim Kopáchymajor) zu beobachten ist. In diesem mittleren Abschnitt des Profils VI treten an der erwähnten Rutschungsfläche von dem Konglomerat von Cserhát lediglich die obersten Bänke zutage. Diese sind mit SE-lichem Streichen auf einer Strecke von etwa 200 m bis zu jenem Punkte zu verfolgen, den wir beim Abstieg vom Csőszdomb verliessen.

Fahren wir in der Besprechung des Profils bei den hiesigen alten Steinbrüchen an der Landstrasse fort. Die einst ziemlich grossen Steinbrüche sind jetzt zum grössten Teil mit Kehricht verschüttet und nur zuweilen ist am Rande des einen oder anderen Steinbruches noch anstehendes Gestein anzutreffen. Dieser ungünstige Umstand, der die Untersuchung wesentlich hindert, wird noch dadurch verschlimmert, dass das Gebiet mit den Steinbrüchen von dem N-licheren Szalaydomb durch einen mit Gras bewachsenen Sattel getrennt erscheint, unter dessen Rasen der Untergrund in Form eines mergeligen Verwitterungsproduktes nur an einzelnen Punkten zutage tritt. Diese Unterbrechung in der Kontinuität des Profils, sowie der Umstand, dass das Trümmerwerk aus den Steinbrüchen an den Lehnen umherliegt und den zutage tretenden Untergrund in einer mächtigen Schicht verdeckt, hat sowohl die Feststellung des Zusammenhanges der einzelnen Bildungen, als auch das Einsammeln der Fossilien nach Horizonten überaus erschwert. Bedenkt man noch, dass mehrere sich kreuzenden Bruchlinien hindurchlaufen, wodurch das Streichen besonders bei den plastischen Mergeln mehrfach geändert erscheint, so ist sehr leicht einzusehen, dass man häufig vermengtes Material sammelt; es lässt sich nämlich nicht feststellen, ob man es mit vermischtem Trümmerwerk aus den Steinbrüchen oder aber mit dem homogenen Verwitterungsprodukt eines bestimmten Horizontes zu tun hat. Hierauf sind die Zweifel zurückzuführen, die betreffs einzelner Daten der hiesigen Fundorte auftauchten und auf welche Bittner andeutet (Brachiopoden aus der Trias des Bakonyerwaldes, S. 52).

Die Schwierigkeiten bei der Beobachtung, bezw. dem Einsammeln nach Horizonten haben mich dazu veranlasst, einzelne Bildungen des Profils an Ort und Stelle wiederholt zu zergliedern und allenfalls zusammengehörende Fundorte verschieden zu bezeichnen. Und da das von diesem Gebiete stammende Fossilienmaterial im paläontologischen Anhang — wie erwähnt — unter den von mir gebrauchten Benennungen beschrieben wird, muss hier besonders betont werden, dass die Aufeinanderfolge der Zahlen bei den Gliedern *c* und *e* im III. Abschnitt des Profils VI, also c_1, c_2, c_3, oder

e, e_1, e_2, e_3, e_4, (mit Ausnahme der selbständigen Glieder e_5 und e_6) nicht zugleich auch die stratigraphische Reihenfolge der damit bezeichneten Schichtengruppen bedeutet, sondern nur einzelne, zuweilen in messbare Streichrichtung entfallende Fundstellen bezeichnet. Trotzdem liegt kein Grund zur Annahme vor, dass zwischen den mit verschiedenen Zahlen aufgeführten Bildungen in stratigraphischer Beziehung ein erheblicher Niveauunterschied besteht, da in der petrographischen Beschaffenheit der mit einem gleichen Buchstaben markierten Bildungen eine gewisse Einheitlichkeit herrscht, ferner aber, weil Bittner (Bakonyer Brachiopoden, S. 50) nicht nur für unnötig hielt die Faunen der einzelnen mit Zahlen bezeichneten Fundorte getrennt zu halten, sondern auch die mit verschiedenen Buchstaben versehenen Fundstellen, die also schon entschieden selbständige stratigraphische Einheiten darstellen, zusammenzuziehen geneigt war. Ich will in vorliegender Arbeit von Bittners Standpunkte also nur insofern abweichen, als ich die Faunen der Fundpunkte c_1, c_2, c_3 einerseits und e, e_1, e_2, e_3, e_4 andererseits zusammenfasse und jene als VI*c*), diese aber als VI*e*) bespreche.

Dies geschieht aber aus dem Grunde, weil die Gruppe c_1) entschieden einen höheren Horizont vertritt als die Gruppe *c*).

Das Material der Fundorte e_{3-4} muss jedoch bereits getrennt gehalten werden, da es von meinen Schülern zusammengetragen wurde, die nicht immer Rechenschaft über den Fundort ablegen konnten.

Ferner sollen auch die Faunen der Fundstellen e_5 und e_6 gesondert gehalten werden, da sie aus entschieden verschiedenen Niveaus herrühren.

Nach solchen Erwägungen mag nun die Fauna der anstehenden Konglomerate längs des ganzen Profils VI (Girisicsdomb, Felső- und Alsómalom-utcza und schliesslich die letzterwähnten Steinbrüche) zusammengefasst aufgezählt werden:

Encrinus cassianus Klipst. sp.
„ *granulosus* Mstr. sp.
„ *cancellistriatus* Bath.
Encrinus sp.
Entrochus quinqueradiatus Bath.
„ cf. *Pentacrinus venuslus*
Entrochus sp.
Entrochus sp.
Torochita sp.
Dadocrinus (?) sp.
Isocrinus candelabrum Bath.
„ *scipio* Bath.
„ *sceptrum* Bath.
„ *Hercuniae* Bath.
Triadocidaris persimilis Bath.
Miocidaris verrucosus Bath.
„ sp. ind.
Plagiocidaris (?) sp. ind.
Eodiadema? sp. ind.
Mesodiadema latum Bath.
Tiarechinus ??

Diadematoid ambulacrum β
Anaulocidaris testudo Bath.
Cidaris dorsata typica Bath.
„ *alata subalata* Bath.
„ *scrobiculata* Braun
„ *fustis* Lbe.
„ *decorata* Mstr.
„ *fasciculata* Klipst.
„ *similis* Mstr.
„ *Waechteri* Wissm.
„ *Wissmanni* Mstr.
„ „ *rudis* Bath.
„ „ *ovoid* Bath.
„ *Hausmanni* Wissm.
„ cf. *dorsata* et *Hausmanni* Bath.
„ *trigona* Mstr.
„ *Meyeri* Klipst.
Radiolus lineola var. *minor* Bath.
„ *penna* Bath.
Konickina Leonhardi Wissm. sp.

Amphyclina ex aff. *dubiae* MSTR. sp.
Amphyclina squamula BITTN.
„ *scitula* BITTN.
„ ex aff. *coarctatae* BITTN.
Amphiclinodonta Laczkói BITTN.
Thecospira arenosa BITTN.
„ *Semseyi* BITTN.
„ *? porrecta* BITTN.
Spiriferina gregaria SUES
„ *fortis* BITTN.
„ *indet.*
Spirigera Wissmanni MSTR. sp.
„ *subcurvata* MSTR. sp.
„ *quadriplecta* MSTR. sp.
Rhynchonella linguligera BITTN.
„ *tricostata* BITTN.
„ *Laczkói* BITTN.
Terebratula Laczkói BITTN.
Waldheimia Eudora BITTN. var. *angustissima* FRECH
Waldheimia (*Camerothyris*) sp. ind.
Avicula cf. *Tofanae* BITTN.
Lithophagus (*?*) *triadicus* BITTN.
Syringoceras sp. aff. *S. Zitteli* MOJS.
Trachyceras austriacum MOJS.
„ aff. *Hylactor* MOJS.
Isculites Heimi MOJS.

Die Konglomerate, die diese Fauna geliefert haben, fallen in einzelnen Steinbrüchen bereits unter 25° gegen NW ein und ziehen gegen NE auf den benachbarten und bereits besprochenen Csőszdomb.

Das an die Steinbrüche angrenzende Gebiet wird im N, in der Richtung des Szalaydomb, wie erwähnt, von Rasen bedeckt; hier befinden sich die unter *e*) zusammengefassten Fundorte e_1—e_4. Der unter der Rasendecke zutage tretende Untergrund ist ein feinkörniger, bröckeliger, gelber Mergel, dem kleinere oder grössere abgerollte Kalksteinstücke beigemengt sind. Dies kann also noch immer das erwähnte Konglomerat sein, das an der Oberfläche verwittert ist. Da jedoch die Stelle dieses Verwitterungsproduktes nach dem Einfallen des festen Konglomerats zu urteilen höher liegt, so erschien es angezeigt, die hier gesammelte Fauna gesondert aufzuzählen. Die Fossilien dieses Fundortes sind so klein, dass man beim Einsammeln oftmals die Lupe in Anspruch nehmen musste.

Die Faunenliste dieser Gruppe umfasst folgende Formen:

Encrinus cancellistriatus BATH.
Entrochus sp.
Isocrinus candelabrum BATH.
„ *scipio* BATH.
„ *sceptrum* BATH.
Triadocidaris sp. ind.
„ *persimilis* BATH.
Cidaris cf. *scrobiculata* BRAUN
„ cf. *trigona* MSTR.
„ cf. *Wissmanni* MSTR.
„ *dorsatus* MSTR.
„ *penna* BATH.
„ *Mayeri* KLIPST.
Discina (*?*) *calymene* KLPST. sp.
Koninckina Leonhardi WISSM. sp.
„ *fastigata* BITTN.
Koninckella triadica BITTN.
Amphiclina amoena BITTN.
Thecospira arenosa BITTN.
Thecospira tyrolensis LOR. sp.
Thecospira sp.
Spiriferina (*Mentzelia*) aff. *Fraasi* BITTN.
Thecocyrtella Ampezzoana BITTN.
Retzia pseudolyrata BITTN.
„ *Humboldti* KLPST. sp.
Spirigera Wissmanni MSTR. sp.
„ (*Anisactinella*) *quadriplecta* MSTR. sp.
Rhynchonella linguligera BITTN.
Rhynchonella cf. *Pichleri* BITTN.
„ *tricostata* MSTR. sp.

Waldheimia aff. *Damesi* Bittn.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wöhrm. sp.
Ctenodonta (*Palaeoneilo*) cf. *lineala* Goldf. sp.
Arpadites (*Clionites*) *Berthae* Mojs.

Schliesslich lieferten die zweifelhaften, unter der Bezeichnung e_3—e_4 zusammengefassten Fundorte noch folgende Arten:

Thecosmilia badiotica Vz.
„ *subdicholoma* Mstr.
Omphalophyllia boletiformis Mstr.
Spirigera quadriplecta Mstr. sp.
Retzia aracanga Bittn.
Cyrtina gracillima Bittn.
„ *Lóczyi* Bittn.
Aulacothyris (*Camerothyris*) sp. ind.
Palaeoneilo (*Leda?*) *distincta* Bittn.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
Pecten veszprémiensis Bittn.
Schizogonium cf. *serratum* Mstr.
Trachyceras Hylaclor Dittm.
„ *austriacum* Mojs.
Lecanites Lóczyi Frech
Isculites sp.

Diese Fauna muss also, da ihre relative Stellung auf dem mit Rasen bewachsenen Gelände nicht ermittelt werden konnte, ausser acht gelassen werden.

Am N-Rande des erwähnten Gebietes mit den Steinbrüchen, auf den Äckern des Riedes Pléhszőlők und an deren W-Rande zieht ein beforsteter Sattel gegen N bis zum Szalaydomb. Dieser Sattel ist zugleich der N-liche Endpunkt des II. Abschnittes des Profils VI. Über diesen Sattel führt vom Hause Fenyves-utcza 22 ein Fussweg auf die Landstrasse Veszprém—Jutas, welcher zugleich auch den erwähnten Ried durchquert.

Der Fussweg führt von unten, von der Gasse aufwärts anfangs durch die aufgefalteten Mergel *b*), dann durch die obere, zutagetretende Partie der Konglomerate c_1) und schliesslich auch durch die Gruppe *e*). Hier ist in die unterste Partie der letzterwähnten Gruppe eine Dolomitbank eingelagert, die jedoch weiter gegen E auszukeilen scheint, da sich dort bereits keine Spur von ihr fand. Diese kleine Dolomitbank wurde mit *d*) bezeichnet. Fossilien kamen darin nicht vor.

Der Dolomit selbst, sowie die in seinem Streichenden und Hangenden auftretenden orangegelben, porösen, mergeligen, von Kalzitadern durchzogenen Kalke, lagern sich zwischen verschiedenfärbige weichere Mergel ein. Auch in diesen Mergeln kommen häufig Estherien, und schlechte, an Halobien erinnernde Bivalveneindrücke vor. Weiter oben gelangten besonders gelegentlich der Aufforstung der Berglehne aus kleinen Kalkkügelchen und Fossilienbruchstücken bestehende kalkige Mergel sowie einzelne mergelige Kalkbänke zutage.

Nach der Beschreibung J. v. Böckhs, dürfte dies jene Bildung sein, von der Böckh folgendes berichtet (S. 136): „Noch weiter gegen N, im Gehänge des Táborállás sehen wir indessen bald verwitterten Mergel gleichwie gelben Kalk, welch letzterer schlechterhaltene Brachiopoden führt“.

Aus den Schichten desselben Horizontes erwähnt er folgende Arten (ibid.):

Trachyceras Hofmanni Mojs.
Trachyceras Bakonicum Mojs. und
Rynchonella cf. *semiplecta* Mojs.

Ich selbst aber sammelte hier folgende Fauna:

Encrinus sp.
Rhynchonella tricostata Bittn.
Aulacothyris cf. *Zirlensis* Wöhrm. sp.
Waldheimia sp.
Halobia rugosa Hau.
Posidonomya sp. ind.
Dimyopsis intusornata Bittn.
Mysidioptera Laczkói Bittn.
Foordiceras cf. *Breunneri* Hau. sp.
Lecanites Lóczyi Frech.
Protrachyceras sp. ind.
Trachyceras triadicum Mojs.
„ *austriacum* Mojs.
Estheria sp.

und den Eindruck einer Zapfenfrucht.

Dieser Teil des Profils VI ist die einzige Stelle, wo bisher *Lecanites Lóczyi* angetroffen wurde. Ein guter Fundort dieser Art ist besonders jener Acker, der sich zwischen dem bisher verfolgten Fusswege und den verlassenen Steinbrüchen ausbreitet. Hier kommt die Form in einem grauen Kalksteine mit zahlreichen Fossilien in kreideartiger Schale vergesellschaftet vor. Die Steinplatten liegen auf dem Acker verstreut umher und werden durch den Pflug an die Oberfläche gefördert.

An der Stelle, wo der erwähnte Fussweg zum Acker führt, beginnt der dritte Abschnitt des Profils VI. Hier zieht ein Graben gegen N, in der Richtung des höchsten Punktes des Szalaydomb. Der Graben mit seiner Tiefe von 60—70 cm, sowie die Aufforstung der Sättel versprachen gute Aufschlüsse, sie erreichten jedoch den Untergrund wider Erwarten nicht, und nur stellenweise brachte der Spaten anstehende Steinplatten zutage. So musste ich mich auf die Feststellung beschränken, dass dieses Glied des Profils in seinen höheren Partien vorwiegend aus lockeren, plattigen grauen oder gelblichen und stellenweise bituminösen Kalkmergeln besteht. Von Fossilien fanden sich nur einige kleine Gastropodensteinkerne und verschwommene, posidonomyenartige Abdrücke.

e_6) Bloss in der obersten Partie der Mergelgruppe lieferte der Mergel neuerdings einige bestimmbare Fossilien, besonders viel Carditen (Carditenmergel von Vámos!). Dieser Punkt wurde mit e_6 bezeichnet und hier fanden sich folgende Formen:

Cassianella angusta Bittn.
Lima austriaca Bittn.
Mysidioptera cf. *cimbrianica* Bittn.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
Cardita Pichleri Bittn.
Solenomya sp.

f) Als Hangendes dieser Mergel treten einige aschgraue, bituminöse, etwas dolomitische Kalksteinbänke mit staubiger Bruchfläche auf, deren Fossilführung trotz ihrer Armut bereits einen höheren Horizont verrät. Von hier stammt *Spiriferina Bittneri* Frech, mehrere Exemplare von *Gonodon Mellingii* Hau., ferner je ein Exemplar von *Myophoria Wöhrmanni* Bittn. und *Cuspidaria gladius* Lbe. Über dieses Glied schreibt J. v. Böckh (l. c. S. 136) folgendes: „lichter gefärbter, häufiger bituminöser Kalkstein; es scheint, dass auch diese Bänke sehr petrefaktenarm sind und fand ich in ihnen meist nur Spiriferinen von der Form der *Spiriferina fragilis*“.

g) Darüber folgen wieder Mergel und damit haben wir den Gipfel des Szalaydomb erreicht. Da mit den Mergeln auch festere Kalksteinschichten in Wechsellagerung stehen wurden in solchen Steinbrüche errichtet.

Die Mergel sind von heller Farbe. Schon Böckh erwähnt, dass aus ihnen viel kleine Bivalven hervorgingen (Nucula und Corbula), die durchwegs sehr verzerrt sind. Wo das Trümmerwerk des Mergels gänzlich verwittert ist, kommen diese kleinen Steinkerne in überaus grosser Menge vor. Sporadisch finden sich im Verwitterungsprodukte auch andere Fossilien. Am häufigsten ist verhältnismässig noch *Cassianella angusta* Bittn., dann *Myophoria inaequicostata* Klpst. und *Gonodon Mellingii* Hau.; von hier stammt auch *Sirenites subbetulinus* Mojs. Lóczy aber konnte aus Funden solcher kleiner Steinkerne noch folgende Arten feststellen: *Nucula expansa* Wissm., *N.* cfr. *carantana* Bittn., *N.* cf. *strigilata* Gfs.

h) In die höheren Partien dieser Gruppe sind einige von Kalzitadern durchzogene Kalksteinbänke mit unebener Oberfläche eingelagert, auf denen sich Korallen und Spongienquerschnitte zeigen. Am häufigsten und leicht kenntlich ist die schöne *Amblysiphonella Lörentheyi* Vin.

i) Darüber tritt auf einer kleinen Strecke neuerdings grauer Mergel zutage, in welchem die erwähnten Nucula-Steinkerne noch immer vorkommen.

Dann folgt mit einer geringen Diskordanz eine kalkige und später eine dolomitische Gruppe, die durch kleine Megalodonten ausgezeichnet ist.

k) Die tieferen Schichten der Gruppe bestehen aus einem dunkelgrauen, fast schwärzlichen und stark bituminösen Kalke, welcher nach aufwärts in einen gleichartigenen Kalkschiefer und dann in

l) Dolomit übergeht. Sowohl die Kalksteine als auch die Dolomite sind durch kleine Megalodensteinkerne kenntlich (Megalodendolomit), wenn sie auch im Dolomit bereits viel spärlicher auftreten. Dies ist jene Dolomitgruppe, die Böckh, da er darin keine Fossilien fand, mit Vorbehalt zum Hauptdolomit stellte (l. c. S. 139 *f*). Diese Ansicht schien dadurch nur noch bekräftigt, dass sich der Dolomit gegen N mutmasslich ohne jede Unterbrechung bis zu den sicheren Hauptdolomiten des Aranyostales fortsetzt. Die Sache verhält sich jedoch nicht so.

Aus der Konstruktion des Profils geht nämlich hervor, dass die Schichten vom Völgyikútárok an eine Strecke gegen SE streichen, dann aber unvermittelt ein NE-liches und am Endpunkte des III. Profilabschnittes ein fast genau N—S-liches Streichen annehmen; die ganze Gruppe scheint also längs kleinen Brüchen und Rutschungsflächen in einem gegen NW offenen Bogen gelagert und sinkt unter die Masse der Hauptdolomite des Aranyosvölgy, die ebenfalls nahezu N—S-lich streichen und gegen W einfallen. Die N-Flanke dieses Bogens wird durch eine von der NE-Lehne des Szalaydomb nach NW gegen die Takácsmalom ziehende kleine Talung zerschnitten. Dieses Tal schliesst den erwähnten Megalodendolomit des Szalaydomb auf. Während jedoch auf dem Szalaydomb selbst das höchste Glied des Profils der erwähnte Dolomit ist, schiebt sich auf der jenseitigen Lehne des Aufschlusses, also bereits auf dem wirklichen Táborállás zwischen diesen Dolomit und den Hauptdolomit noch eine kleinere Mergelgruppe ein, welche die beiden Dolomite von einander trennt.

m) Diese Mergel wurden durch den neuen vom Szalaydomb auf den Táborállás führenden Fussweg aufgeschlossen, während sie in dem Tälchen selbst

unter mächtigeren, sich nun vereinigenden Lössmassen verschwinden. Das Gestein ist dem des Gliedes *i)* im Profil IV ähnlich.

n) Die Zugehörigkeit der Dolomite des Táborállás zum Hauptdolomit wurde bereits von J. v. Böckh sicher festgestellt.

Jenseits des Endpunktes des Profils VI kehren die Mergel von Veszprém wieder zum NE-lichen Streichen zurück und schmelzen solcherart mit den an der Eisenbahn Veszprém—Jutas gefundenen und bereits besprochenen Bildungen zusammen.

Aus dem Profil VI können ohne Bezeichnung des Horizontes noch folgende Formen aufgezählt werden: *

Terebratula veszprémica Bittn.
Rhynchonella arpadica Bittn.
**Spirigera quadriplecta* Mtsr. sp.
* „ *Wissmanni* Mstr. sp.
* „ *indistincta* Beyr. sp.
**Spiriferina Bittneri* Frech nov. nom.
Avicula sp.
Posidonomya sp.
Pecten premissus Bittn.
* „ *veszprémiensis* Bittn.
**Dimyopsis intusornata* Bittn.
**Mysidioptera inversa* Bittn.
**Gonodon Mellingii* Hau.
**Cuspidaria gladius* Lbe.
Naticopsis sp.
Coelostylina conica Mstr.
„ *Hoernesi* J. Böhm
Promathildia hungarica Kl.
Nautilus sp.
Protrachyceras cf. *Aspasia* Mojs.

Das Profil VI gliedert sich also folgendermassen:

a) Gelblichbrauner oder grauer, fleckiger und sandiger Mergel (*Estheria Lóczyi, Halobia rugosa, Nucula lineata, Posidonomya* sp. usw.).

b) Heller oder dunkler grauer, sandiger Mergel nach aufwärts mit festeren sandigen und kalkigen Einlagerungen (*Halobia rugosa, Cuspidaria alpis civicae, Anolcites Richthofeni,* Cassianer Lamellibranchiaten).

c) Feste graue Kalksteinbänke (*Trachyceras austriacum,* Cassianer Brachiopoden).

c_1) Graue, zähe Kalksteinbreccie und Konglomerat, mit ähnlicher Fossilführung.

d) Dolomitzunge.

e_{1-4}) Gelber, etwas sandiger Mergel und graue, feinkörnige Kalksteinplatten. Mikrofauna mit Cassianer und Raibler Formen.

e_5) Mergeliger Kalkstein (*Halobia rugosa, Trachyceraten, Lecanites Lóczyi, Estheria* sp. ind.).

e_6) Gelber Mergel (*Cardita Pichleri, Lima austriaca* usw.).

f) Graue Kalksteinbänke mit Dolomit abwechselnd (*Spiriferina Bittneri, Myophoria Wöhrmanni, Cuspidaria gladius*).

g) Hellgelber Mergel mit Nucula-Steinkernen (*Gonodon Mellingii*).

h) Korallenkalk.

i) Nucula-Mergel.

k—l) Megalodenkalk und -dolomit.

m) Lebergelbe und graue, kalzitaderige Kalke.

Hangendes: *n)* Hauptdolomit.

* Die mit * bezeichneten Formen wurden aus einzelnen Horizonten bereits aufgezählt.

Der auffälligste Zug der aus den Schichtengruppen des Profils VI (Taf. I, Fig. 1) gesammelten Faunen besteht in dem gemeinsamen Auftreten von vielen St.-Cassianer und Raibler Formen. Diese Eigentümlichkeit tritt vornehmlich in den unteren (a—e_1) Abschnitten scharf vor Augen, wodurch diese Abschnitte, besonders aber die Gruppen b)—c) mit den ebenfalls infolge der Faunenvermischung berühmt gewordenen Pachycardiertuffen der Seiser Alpe in die innigste Beziehung treten. Ja, wenn man in Betracht zieht, dass sich hier typische Cassianer Arten (wie *Koninckina Leonhardi, Koninckella triadica, Rhynchonella linguligera, Nucula strigilata, Palaeoneilo* aff. *praeacutae, Limea margineplicata, L.* cf. *Protei, Avicula arcoidea, Delphinulopsis binodosa, Orthoceras elegans, O.* cf. *subellipticum* usw.) gerade mit den charakteristischesten Raibler Formen (*Halobia rugosa, Cuspidaria alpis civicae, C. gladius Carnites floridus* usw.) vermengen, so ergiebt sich daraus, dass hier der paläontologische Charakter der Pachycardiertuffe in noch erhöhtem Masse vor Augen tritt, jedoch zugleich auch, dass zwischen den St.-Cassianer und Raibler Faunen keine scharfe stratigraphische Grenze gezogen werden kann.

Einen wichtigen stratigraphischen Horizont bildet der Megalodenkalk und Dolomit, doch lässt sich über das Hangende dieser Serie ohne gute Aufschlüsse nichts sagen. Wenn man jedoch die Profile längs der Eisenbahnlinie in Betracht zieht, so zeigt sich, dass an Stelle des Gliedes m) dieses Profils in den Profilen an der Eisenbahnlinie die oberen mergeligen Glieder treten. Ja, da die bedeutende Mächtigkeit des Megalodendolomits auffällig ist, erscheint es durchaus nicht ausgeschlossen, dass bereits auch die obere fossilleere Partie dieses Dolomites (samt dem Gliede m) die Stelle der Ablagerungen mit der Raibler Fauna vertritt.

e) *Kőképalja.*

Blicken wir auf den gegenüberliegenden W-Abhang des Séd-, und Aranyostales. Ähnlich wie bei dem E-Abhang erstreckt sich hier eine Berglehne in N—S-licher Richtung, die den anderen Rand jenes Bruches darstellt, welcher das heutige Bett des Sédflusses präformierte. Infolge ihrer E-lichen Abdeutung erscheint sie im Lee mehr denudiert und deshalb viel sanfter als jene. Daher kommt es, dass dieser Abhang abgesehen von seinem N-lichsten Abschnitte, fast durchwegs mit Löss bedeckt ist, ja am S-lichen Ende lehnt sich ihm sogar Schotter an. An zwei Stellen treten jedoch die Schichten des Untergrundes dennoch zutage. Beide Punkte waren schon J. Böckh bekannt

1. *Pribékkert.* Der S-lichere Punkt ist ein kleiner Steinbruch, der sich an der Stelle befindet, wo die Méhes-utcza die NE-Ecke des sogenannten Pribékkert (früher Bezerédj-kert) erreicht. Als Fundort nenne ich diesen Steinbruch „Steinbruch beim Pribékkert“.

J. v. Böckh schreibt über ihn, dass darin graue oder bläuliche an der Luft gelbliche, sehr feste Mergel gebrochen werden, welche an der Luft in Stücke zerfallen.

Ferner erklärt J. v. Böckh (l. c. S. 138): „In diesem Mergel tritt *Trachyceras Attila* Mojs. in zahlreichen Exemplaren auf, sowie in geringerem Masse auch *Trachyceras* cfr. *Archelaus* Lbe. und schlechterhaltene Bivalven.“ Dann wird erwähnt, dass diese Mergel von grauem Dolomit überlagert werden, dessen obere Partie zur

unteren etwas diskordant lagert. Von dem anderen Punkte bemerkt er, dass derselbe N-lich vom ersteren liegt, dass die Mergel daselbst neuerdings zutage treten und dass sie auch hier von Dolomit überlagert erscheinen. Schliesslich beginnt „von hier nach Norden jener rötlich gefärbte Dolomit, den wir schon aus dem E-lichen Gehänge kennen und der bereits dem Hauptdolomite angehört" (S. 138).

Diesen letzten Ausbiss der Mergel veranschaulicht das Profil VII (S. Taf. 1, Fig. 2).

Der Böckhschen Charakterisierung des Aufschlusses beim Pribékkert, muss nun bloss soviel hinzugefügt werden, dass der im Hangenden des Mergels lagernde Dolomit von dem grössten Teil des Mergels durch eine kleinere Verwerfungsfläche getrennt erscheint, an welcher der Dolomit neben dem Mergel abgerutscht ist. Dass jedoch der Dolomit tatsächlich das Hangende des Mergels bildet, wird durch den Umstand bewiesen, dass der Mergel auch unter dem abgerutschten Dolomit vorhanden ist, der wieder gegen das Hangende zu mit kaum merklicher Veränderung in den Hangenddolomit übergeht. Dieser Dolomit gehört in die Gruppe jener mächtigen Raibler Dolomite, die gegen W plötzlich anwachsen, am Gulyadomb den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichen und hier fast die Gruppe der Mergel von Veszprém vertreten. Es muss jedoch bemerkt werden, dass es auch im Liegenden des Mergels einen Dolomit gibt, so dass der Mergel eigentlich nur eine Verdrückte Einlagerung in diesen Dolomiten darstellt.[1]

Makroskopisch erscheinen die Dolomite vom Pribékkert fossilleer, an Schliffen zeigen sich jedoch Nulliporen.

Der Mergel ist ebenfalls etwas dolomitisch. An den Spaltflächen der einzelnen Schichten kommen zahlreiche Fossilabdrücke vor. Hier sammelte ich folgende Fauna:

Spiriferina fortis Bittn.
Waldheimia (Aulacoth.) praepulchella Frech.
Avicula Hofmanni Bittn.
„ sp.
Halobia rugosa Hau.
Anoplophora Torreana Frech
Pecten veszprémiensis Bittn.
„ *transdanubialis* Bittn.
Lima cancellata Bittn.
Gervilleia angusta Goldf.
„ *angulata* Mstr.
Mysidioptera baconica Bittn.
„ *Laczkói* Bittn.
Nucula cfr. *expansa* Wissm.
Myophoria inaequicostata Klpst.
? *Pleuromya ambigua* Bittn.
Kokenella sp. ind.
Euomphalus n. f. *indet.*
Naticopsis sp.
Nautilus sp. ind.
Temnocheilos (*Foordiceras*) cfr. *Breunneri* Hau. sp.
Protrachyceras Attila Mojs.
„ cf. *Attila* Mojs.
Trachyceras (*Protr.*) *Attila* var. *robusta* Mojs.
Protrachyceras cf. *baconicum* Mojs.
„ sp. ind.
Trachyceras sp.
„ sp. ind.
Sirenites sp.

[1] Hierauf weist auch Böckh hin, als er (l. c. S. 139) schreibt: „Es ist nicht zu verkennen, dass hier gegen W die Mächtigkeit des Veszprémer Mergels schnell abnimmt . . . Der im E-lichen Gehänge des Jutastales so mächtig entwickelte Mergel bildet am Benedekhegy eine nur mehr wenige Zoll dicke Lage.

Besondere Beachtung verdient in dieser Fauna *Halobia rugosa* Hau., ein wichtiges Leitfossil, das sich auch am Szalaydomb fand. Interessant ist ferner das massenhafte Auftreten der Trachyceraten, dessen bereits J. v. Böckh gedenkt (S. 138), und das ausserdem nur noch an einem einzigen Punkte des Triasgebietes von Veszprém, nämlich im oberen Dolomit des Sintérdomb beobachtet wurde. Cephalopoden sind nämlich in der oberen Mergelgruppe sporadische Erscheinungen, obzwar sie eigentlich nicht gerade selten vorkommen. Ihr massenhaftes Auftreten beim Pribékkert ist also nur nestartig, und erinnert an die Ammonitenlinsen von Hallstatt. Am häufigsten darunter ist *Trachyceras Attila* Mojs. Übrigens sind hier sowohl die Cephalopoden, als auch die übrigen Fossilien gänzlich verdrückt und treten zuweilen sogar nur in Form von verzerrten Abdrücken vor Augen.

Die Fauna vom Pribékkert verweist im ganzen auf den mittleren Teil der Raibler Carditenmergel von Veszprém.

N-lich von dem Aufschlusse beim Pribékkert befand sich oberhalb des heutigen Gartens des Kompossessorates der Bienenzüchter von Veszprém vor wenigen Jahren ebenfalls noch ein Aufschluss, doch ist dieser bereits gänzlich verschüttet. Der Mergel dieses Aufschlusses führt in grosser Menge eine auch in tieferen Horizonten des Jeruzsálemhegy bei Veszprém vorkommende Bivalve, nämlich *Solenomya Semseyana* Bittn.

Der zweite Punkt am W-Abhang des Aranyostales, den bereits J. v. Böckh erwähnt, befindet sich gegenüber der Mühle Pozsgaymalom. Dieser Punkt soll als

2. *Kőképalja, Profil VII* (Taf. I, Fig. 2) besprochen werden.

Hier ist der Abhang des Sédtales bis etwa auf halbe Höhe mit Löss bedeckt. Weiter aufwärts bis hinauf folgen anfangs anstehende feste, dann umherliegende, schliesslich wieder in Bänken lagernde Gesteine. Aus der Lehne springen dort, wo der Löss aufhört, zwei kleinere Terrassen vor. Die untere Terrasse zieht in der Mitte des Abhanges N—S-lich in etwa 100 m Länge. Ihre Höhe schwankt zwischen 2—3 m. Sie besteht aus verschieden mächtigen, festen Dolomitbänken, die unter 15° gegen WNW einfallen.

In dieser Schichtengruppe schied ich — um systematisch sammeln zu können — vier stratigraphische Einheiten aus. Dies sind die Glieder *a)—d)* des Profils VII. Doch erwies sich das Gestein zum Sammeln von Fossilien nicht geeignet, weil ich bloss in der unteren Dolomitbank *a)* ein einziges Exemplar eines Brachiopoden fand. Es ist dies *Athyris* (*Spirigera*) *trisulcata* Bittn. var., die Bittner aus den Carditenschichten von Kärnten beschrieb. Ausserdem kann nur noch aus der oberen Partie des Horizontes *d)* eine Art, u. zw. *Isocrinus Hercuniae* Bath. angeführt werden.

Über dieser Dolomitterrasse folgt eine zweite, die mit der unteren parallel, ebenfalls N—S-lich verläuft. Diese zweite Terrasse ist eine Anhäufung von unter einander gewühlten mergeligen Gesteinen, die das herausgeworfene Trümmerwerk der alten auf der Terrasse gewesenen Steinbrüche darstellen. Hier lässt sich die stratigraphische Reihenfolge der verschiedenen Gesteine nicht mehr feststellen, weshalb bloss die sicher bestimmbaren Glieder in das Profil eingestellt werden sollen. Diese sind folgende:

e) Auf die mit *d)* bezeichnete obere Dolomitbank, die von den darunter lagernden grauen Dolomiten *a)—c)* abweicht, weil das Gestein braungrau ist, leicht zersplittert und an den Oberflächen einen weisslichen oder gelben kalkigen Überzug

aufweist, folgt ein ebenfalls noch dolomitisches, jedoch bereits weisslichgraues, feinporöses, fast tuffartiges Material, in dem sich, besonders an den verwitterten Oberflächen schon wieder mehr Fossilien finden, obzwar sie meistens gänzlich unbrauchbar sind, so dass bloss ein einziges sicher bestimmtes Fossil daraus hervorging, nämlich die in den Mergeln von Veszprém häufige, hübsch verzierte Art

Pecten (*Chlamys*) *Desiderii* Bittn.

f) Das darüber folgende, jedoch — wie ich bemerken muss — nur in umherliegenden Stücken zutage tretende Gestein ist ein dunkler grauer, knolliger Mergel, in welchem ich folgende Arten fand:

Pecten incognitus Bittn.
„ *subalternicostatus* Bittn.
„ *veszprémiensis* Bittn. und
Myophoria Wöhrmanni Bittn.

Die weiter oben gegen das Hangende auftretenden Stücke dieses Kalksteines bestehen aus mehr lockerem Material, aus dessen aschgrauem Verwitterungsprodukt kleine inkrustierte Fossilien hervorgingen. Sie liegen auf den Trümmerhaufen neben den einzelnen Steingruben in grosser Menge umher. Es besteht kein Zweifel, dass man es hier mit dem oolithischen Gliede des Profils IV an der Eisenbahnlinie Jutas—Veszprém zu tun hat, nur ist hier der inkrustierende Mergel etwas fester und aschgrau, während er dort gelblich ist. Die Fauna der Oolithe ist hier folgende:

Thecospira Semseyi Bittn.
Spiriferina Lipoldi Bittn.
Rhynchonella tricostata Mstr. sp.
Terebratula julica Bittn.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* Wöhrm. sp.
Avicula aspera Pichl.
Cassianella angusta Bittn.
Pecten (*Chlamys?*) *Desiderii* Bittn.
„ *subalternicostatus* Bittn.
Dimyopsis intusornata Bittn.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
„ *inaequicostata* Klpst.
Myophoriopis intermedia Bittn.
Cardita Pichleri Bittn.
Gonodon cfr. *Mellingii* Hau.
Carnidia pannonica Bittn.
Laubella delicata Lbe.
Neritopsis armata Mstr.
Spirocyclina eucycla Lbe.
Loxonema arctecostatum? Mstr.
„ *modestum* Kl.
Coelostylina Münsteri (J. Böhm)
„ *Stotteri* Klpst.
Trypanostylus triadicus Kl.
„ cfr. *Koníncki* Mstr.
„ sp. indet.
Hypsipleura cfr. *subnodosa* Klpst.
Euthystylus balatonicus Kl.
Katosira veszprémiensis Kl.
Promothildia subcancellata Mstr.
Stephanocosmia sp. ind.
Protorcula subpunctata Mstr. sp.
Protrachyceras cfr. *Attila* Mojs.
Lepidosteus-Spuren.

h) Schliesslich folgt auf die oolithischen Schichten eine kleinere, bald grauliche, bald hellgelbe, plattige, leicht verwitternde Mergelgruppe, die sich längs der ganzen Zone verfolgen lässt und bereits unmittelbar vom Hangenddolomit überlagert wird.

Die Fossilführung dieses Mergels ist recht ärmlich, bisher gingen daraus bloss folgende drei Arten hervor:

Pecten incognitus Bittn.
Ostrea montis caprilis Klpst.
Pleuromya tricarinata Bittn.

i) Der Hangenddolomit, der zugleich auch das Schlussglied des Profils darstellt, ist gut geschichtet und führt weiter gegen N, also in den höheren Horizonten ebenso wie an der gegenüber liegenden E-lichen Lehne bereits zahlreiche Megaloden (*Megalodus* cfr. *triqueter* Wulf. sp., *M. Lóczyi* Hörn., *M. Laczkói* Hörn. *M.* cf. *complanatus* Gümb.), die seine Zugehörigkeit zum Hauptdolomit unzweifelhaft beweisen.

Dieser obere (Haupt-) Dolomit ist mit dem unteren (Raibler-) Dolomit *a*)—*d*) vollkommen konkordant, weil auch dieser unter 15° gegen WNW einfällt. Demnach zeigt es sich auch hier ganz unzweifelhaft, dass zwischen der oberen Zone der mittleren Trias von Veszprém und zwischen den Ablagerungen der oberen Trias keine Diskordanz besteht.

Aus der gegenseitigen Lagerung und dem lithologischen Charakter der Ablagerungen des Profils VII geht ferner ebenso hervor, worauf bereits wiederholt hingewiesen wurde, dass bei der Beurteilung der Verhältnisse von Veszprém die petrographische Beschaffenheit durchaus nicht massgebend ist, dass sich dieselbe innerhalb der engsten Grenzen, u. zw. oft innerhalb eines und desselben Horizontes ohne Übergang verändert, und schliesslich dass mit der Veränderung der petrographischen Beschaffenheit der einzelnen Bildungen innerhalb so engen Grenzen nicht unbedingt auch die Fauna wechselt.

f) Kertekalja.

Noch einen Punkt gibt es auf dem Kőképalja genannten Rücken, wo die Mergel von Veszprém ebenfalls zutage treten. Diese Stelle ist ein Hof (Nagyvári-udvar) an der SW-Lehne des Rückens in der Kertekalja genannten Häuserreihe. Die Mergel sind, da sie gebrochen werden, gut aufgeschlossen. Sie fallen unter 20° gegen NE ein und werden von der Schotterdecke, die sich über die S-Lehne des Kőképalja breitet, überlagert. Gegen das Hangende hin finden sich am Ufer des Sédflusses, gegenüber der E-Wand des Benedekhegy, Dolomite. Auch J. v. Böckh erwähnt dieselben (l. c. S. 138), doch lässt er ihre Zugehörigkeit in Zweifel, während er die Mergel mit jenen vom Pribékkert in Beziehung bringt und die beiden als gleichalt betrachtet. Als Einschluss erwähnt er aus den Mergeln bloss zwei kleine Pecten-Exemplare, aus dem Dolomit nichts.

Es ist wohl wahr, dass dieser Aufschluss sehr fossilarm ist, dennoch sind in einzelnen mehr bröckeligen Partien des Mergels einige in der Mergelgruppe von Veszprém auch anderweitig heimische Formen zu erkennen. Solche sind *Cidaris Buchi* Mstr., *Rhynchonella arpadica* Bittn., *Aulacothyris Zirlensis* Wöhrm., *Thecospira* sp. ind. Aus dem Dolomit hingegen sind mir auch selbst keine organischen Einschlüsse bekannt. Zur Feststellung dessen aber, ob der Dolomit oder der Mergel die jüngere Bildung ist, erscheint diese Stelle nicht geeignet. Wenn man die

hiesigen Verhältnisse jedoch mit jenen beim Pribékkert vergleicht, so muss eher der Mergel als Hangendbildung betrachtet und der Dolomit mit dem Hauptdolomit vom Pribékkert identifiziert werden. Die Dislokationsfläche, an der die Hangendmergel vom Hauptdolomit abrutschten, ist auch hier deutlich zu beobachten.

*

Aus den längs des Kőképalja gemachten Erfahrungen geht hervor, dass die Dolomiteinlagerungen *d*) und *l*) der im Profil VI zergliederten oberen Mergelgruppe auch hier vorhanden sind, ja dass hier beide, besonders jedoch die mit *d)* bezeichnete Partie viel mächtiger ist als dort. Diese wichtige Tatsache, die auch Böckh beobachtet hat, indem er treffend schreibt, dass die Mächtigkeit der Mergel von Veszprém gegen W zu rasch abnimmt (l. c. S. 131), Hand in Hand mit dem zweiten Umstande, dass es nämlich gelang, auch paläontologisch festzustellen, dass die Dolomite von Veszprém zum grossen Teil nichts anderes sind als eine dolomitische Fazies des Mergels von Veszprém, gibt uns den Schlüssel zur Lösung der Dolomitfrage von Veszprém in die Hand.

g) *Rákóczi-utcza, Rákóczi-tér, (Marktplatz), Vár- und Benedekhegy, Csapószer, Temetőhegy*

(Profil VIII auf Taf. I, Fig. 3.)

Mit dem Profil VIII gelangen wir auf das bebaute Stadtgebiet von Veszprém, und damit in die bisher rätselhafte Region der Dolomite von Veszprém. Es sollen zuerst eine tektonische Skizze des Stadtgebietes, und einige Bemerkungen über die Dolomite von Veszprém vorangeschickt werden, und im Anschluss daran wollen wir die Profile durch die Stadt betrachten

Um die Grundzüge der Tektonik des Stadtgebietes kennen zu lernen, wollen wir auch hier den Verlauf, d. i. den zum Stadtgebiet gehörenden Teil der bis zur Eisenbahnstation bereits verfolgten Bruchlinie klar legen.

Der Richtung des Bruches in diesem Abschnitte konnte im Stadtteile Cserhát, also in der nächsten Nähe der Eisenbahnstation bei dem Baue der städtischen Wasserleitung ermittelt werden. Die von Kádárta kommende Bruchlinie läuft aus dem Völgyikútárok, u. zw. gerade vom Völgyikút zu der Stelle, wo die beiden Gassen Völgyikút-utcza und Köd-utcza zusammenstossen. Von hier durchquert sie in SW-licher Richtung das N-Ende der Kerekeskút-utcza, kreuzt dann sich gegen S wendend über den Hof Biró-udvar und gelangt nachdem sie die Ecke der Kossuth Lajos-utcza und Szabadi-utcza erreicht hat, mit SW-lichem Streichen in den längs des Bruches vom Kaszatal herlaufenden Ördögárok. Sie geht dann S-lich am neuen Theater vorbei über den Klostergarten der Englischen Fräulein, nun bereits nahezu im W-licher Richtung über den Jeruzsálemhegy, endlich in der Gegend des alten Potasche-Siedhauses im Fejestal gegen die Ackerfelder Nyulkertek hin. Deutliche Spuren der Bruchlinie finden sich noch am N-Saume des Dolomitplateaus zwischen dem W-lich von der Stadt sich erhebenden Gulyadomb und dem Sashegy bei Veszprém, von wo sie sich in der Richtung der Ortschaft Márkó bereits im Bette des Sédflusses fortzusetzen scheint.

In Veszprém wird der Längsbruch von zwei Querverwerfungen gekreuzt. Die eine streicht vom Ördögárok zur Buhim-utcza, während die andere die Takarékpénztár-

utcza, ferner den E-Rand des Jeruzsálemhegy durchquert und schliesslich über die NW-Ecke des Sintérdomb in das Sédtal gelangt. Das Ergebnis des Bruches vom Buhimtal ist die Dislokation *a—a* im Profil VI, während der andere Bruch durch jene breite Rutschungsfläche verraten wird, die sich an der E-Seite der Takarék-pénztár-utcza an der Dolomitmasse des Várhegy zeigt.

Eine unbedeutendere Bruchlinie ist — obwohl sie das tektonische Bild des Stadtgebietes ebenfalls beeinflusst — jene, die den Temetőhegy im S umzieht, ferner jene, die zwischen dem Sintérdomb und Gulyahegy verläuft.

Diese Bruchlinien umgrenzen zwei tektonische Tafeln; die eine ist der Vár- und Benedekhegy, die andere der Jeruzsálemhegy und der damit zusammenhängende Sintérdomb.

Im Abschnitte der Hauptbruchlinie zwischen Cserhát und dem Jeruzsálemhegy, ferner längs der übrigen, die beiden Tafeln umgrenzenden Brüche wurden folgende tektonische Daten gesammelt:

Im Cserhát fällt der Hauptdolomit längs des Hauptbruches bis zum Querbruche vom Kaszatal beständig unter 25—30° gegen S oder SE.

Dies ist beim Völgyikút in der Völgyikút-utcza der Fall, ferner in den Gassen Cserhát-, Kőkép-, Kerekeskút- und Kereszt-utcza, und ebenso auch an der Ecke der Szabadi-utcza und Kossuth Lajos-utcza.

Die auf der anderen (N-lichen) Seite dieses E-lichen Abschnittes der Bruchlinie lagernden Mergel aber fallen unter ähnlichem, zuweilen jedoch noch zwischen weiteren Grenzen schwankenden Winkel im allgemeinen gegen N. Hier sind an einer Rutschungsfläche die tiefsten Glieder der aufgebrochenen Mergelgruppe neben dem Dolomit emporgedrungen. Eine Abweichung von dieser Regelmässigkeit zeigt sich bloss am Anfang des Völgyikútárok, indem die an der Talsohle zutage tretenden Kalksteinbänke hier an einer Stelle unter 40° gegen S einfallen.

Längs des zweiten Abschnittes der Hauptbruchlinie, am Jeruzsálemhegy fallen die W-lichen, durch den Querbruch vom Kaszatal getrennten Hauptdolomite im allgemeinen gegen S und SW der Csermák-utcza, Kádár-utcza, Ács-utcza und Fejes-völgy-utcza entlang. Hier gelangten aus der längs des Bruches zutage getretenen Mergelgruppe an der SE-Lehne des Jeruzsálemhegy mergelige und kalkige Gesteine, in einem Teile des Gipfels aber sowie an der W-Lehne Klippendolomite in die Nachbarschaft des Hauptdolomits. Vorzüglich unterscheiden sich diese beiden Dolomite auf dem W-lich von der Fejes-utcza befindlichen Plateau, wo sie am Bruche entlang durch einen kleinen Graben getrennt erscheinen. Hier fällt der Hauptdolomit unter 30° gegen SW ein, die mehr geschichteten Partien des Raibler Klippendolomites aber unter 15—20° gegen NE.

An den beiden Tafeln zwischen der Hauptbruchlinie und den beiden sekundären Bruchlinien beobachtete ich folgendes:

Der obere, geschichtete, mergelige Dolomit des Benedekhegy fällt fast bis zum Aufgang auf den Várhegy unter 10—15° gegen SE ein, und nur die obersten, mergeligen Partien weisen in dieser Beziehung gewisse Schwankungen auf. Der obere geschichtete Dolomit auf dem Várhegy scheint mit jenem am Benedekhegy eine sanfte Synklinale zu bilden, indem er unter 20° gegen NW einfällt. Diese Lagerung dürfte allenfalls durch eine geringere Einsenkung hervorgebracht worden sein. Noch eine solche Einsenkung findet sich längs des Várhegy, u. zw. zwischen der Turnhalle des Gymnasiums und den im mittleren Teile der Hosszú-utcza erbauten Häusern.

An beiden Stellen ist an der Berglehne eine Schichtenstauchung zu beobachten, besonders jedoch auf der Lehne gegen die Hosszú-utcza, wo z. B. beim Hause Nr. 14 das Säulengewölbe, das diese zusammengestauchten Schichten bilden, als Keller verwendet werden konnte. Spuren der Einsenkung sah ich auch oben am Várhegy, als dort das Gerichtsgebäude erweitert wurde. Hier zeigten sich die bei den Fundamentierungsarbeiten aufgeschlossenen Dolomite ebenfalls in einer Synklinale, indem ihr S-licher Teil gegen NE, ihr N-licher aber gegen SSW einfiel. Übrigens fällt die Tafel von der Basis des Feuerturmes angefangen beständig sanft gegen NW ein (Profil VIII).

Mehrfach verschieden gestalten sich die Verhältnisse auf der W-lichen Tafel, am Jeruzsálemhegy und dessen W-licher Fortsetzung, dem Sintérdomb. Diese bilden nämlich einen im E, W und N durch Brüche umgrenzten Dolomithorst, dessen mittlere, muldenförmig eingesunkene Partie mit gleichaltrigen oder jüngeren Mergeln und Kalksteinen ausgefüllt erscheint. Der N-Rand des Horstes fällt sanft gegen S ein, während derselbe längs der Hauptbruchlinie bekanntermassen gegen NE abflacht. An der gegen die Hosszú-utcza abfallenden Lehne des Jeruzsálemhegy hingegen neigen sich die Schichten gegen SW, während die den mittleren Teil aufbauenden Mergel grösstenteils fast wagerecht lagern.

Ausser den bisher besprochenen Bruchlinien gibt es noch andere, welche zur Erklärung der zahlreichen Dislokationen im Stadtgebiete beitragen können.

Ein solcher Bruch ist z. B. jener, der längs des Völgyikútárok in das Sédtal verläuft und sich in jener Dislokation fortzusetzen scheint, die am linken Sédufer im Steinbruch beim sogenannten Pribékkert zu beobachten ist.

Von der N-lich vom Sédtal gelegenen Lehne zählte ich auch jene Linie hierher, die vom Pribékkert über den Kertekalja, dann ungefähr über die Czéhház- (heute Fejérváry József-), Miatyánk- und Csorda-utcza (heute Szentistván-utcza) auf die Weide von Jutas zieht, und hier in der Gegend des oberen städtischen Friedhofes, die im Profil XII (Taf. I, Fig. 8) abgebildete Schichtengruppe vom Temetőhegy von E her durchquert.

In den Profilen wurde der Abschnitt der Hauptbruchlinie zwischen Cserhát und dem Jeruzsálemhegy mit 1, der Bruch vom Buhimtal mit 2, die den Temetőhegy im S umziehende Bruchlinie des Sédtales mit 3, die längs des Sédlejáró herabziehende mit 4, die längs des Völgyikútárok verlaufende Bruchlinie mit 5, der Bruch in der Takarékpénztár-utcza, d. i. der vom Jeruzsálemhegy-Sintérdomb mit 6, die Bruchlinie in der Czéhház- und Miatyánk-utcza mit 7, der Bruch vom Kaszatal mit 8 und schliesslich der letzte, bereits ausserhalb des Stadtgebietes gelegene Abschnitt des Hauptbruches am Gulyadomb mit 9 bezeichnet.

Dies wären also jene bedeutenderen Linien und Richtungen, welche die Tektonik des Stadtgebietes in erster Reihe beeinflussen. Zu ihrer Wirkung trug natürlich auch die Erosion bei, welche die tektonischen Spalten erweiterte und zu breiten Tälern ausgestaltete. Zu diesen zwei Faktoren kam schliesslich noch die Abrasion des Neogenmeeres, die aus dem Gebiet ein Plateau formte, und deren Produkt sich in Form von Schotter auf dem abradierten Plateau auch heute noch vorfindet.

Zwischen die beschriebenen tektonischen Linien gruppieren sich die im Stadtgebiete und in dessen nächster Umgebung befindlichen, bald klippenförmigen, bald geschichteten, bald wieder aus ein-zwei Bänken bestehenden, oder 20—30 m hoch

aufragende Wände bildenden Raibler Dolomite und schliesslich auch die häufig mehrere 100 m mächtigen Hauptdolomite von Veszprém.

Zur allgemeinen Charakterisierung der zur Mergelgruppe von Veszprém gehörigen Dolomite mag folgendes dienen:

Ein gemeinsame und auffällige Eigenschaft von ihnen liegt darin, dass sie in der Struktur zwei Abschnitte erkennen lassen, deren relative Lage beständig erscheint. Der untere Abschnitt ist gewöhnlich gänzlich massig, ungegliedert klippenförmig, während die obere Abteilung zumeist eine deutliche Schichtung aufweist. Petrographisch sind diese Bildungen niemals reine Dolomite. Denn im unteren Abschnitt finden sich kalkige Abarten, zuweilen dolomitische Kalke, während die oberen Abschnitte häufig mergeliger Natur, zuweilen schon mehr dolomitische Mergel sind. Das Gestein ist vielfach bröckelig, neigt zur Grandbildung ebenso wie der Hauptdolomit; doch kommt dies selten vor, im Gegenteil, auch die den Atmosphärilien ausgesetzte Oberfläche ist meist sehr fest, abgesehen von einer einige Millimeter dicken Kruste, die infolge der Vegetation der darauf haftenden Flechten etwas verwittert ist. Häufiger ist hingegen eine graue, gepresste Abart, die bereits bei der Beschreibung des Dolomites in dem Steinbruche im Profil I erwähnt wurde. Der untere massige Abschnitt der Dolomite ist grau, an einzelnen Punkten brecciös, und in diesem Falle erscheinen die einzelnen Dolomitkörnchen durch ein kalkiges Bindemittel verkittet. (Diese Erscheinung ist übrigens auch bei dem Hauptdolomit nichts Seltenes.) Wo aber das Gestein schon mehr dolomitischer Kalk ist, erscheint es schmutzig gelblichweiss, mit grösseren oder kleineren violetten Tupfen gefleckt; dabei ist es nicht selten wabig, ja kavernös. Die Kavernen bilden stellenweise verzweigte Gänge, die mit einer Kalzitkruste belegt sind und aus denen ein gelblicher Staub herausfällt. Dies ist wahrscheinlich der Rest des Fossils, das die Höhlung ausgefüllt hat. Einzelne der Hohlgänge deuten auf Korallen, andere wieder erinnern an Spuren von Evinospongien und (besonders im Dünnschliff) an Kalkalgen; auch so deuten beide Erscheinungen auf den Klippencharakter der Dolomite. Dass jedoch bei der Entstehung dieser Dolomite neben den Organismen auch eine nachträgliche Dolomitisierung mitgewirkt haben dürfte, darauf weist besonders der Umstand hin, dass auch die im Gestein vorkommenden Fossilien dolomitisch sind. Über das Alter der Bildung zu sprechen ist ziemlich schwierig, da Fossilien hier selten vorkommen und auch das vorhandene Versteinerungsmaterial meist nur aus Steinkernen oder Exemplaren mit ganz umkristallisierter Schale besteht; ja, häufig finden sich nur leere Höhlungen. Dieser letztere Fall ist übrigens noch günstig, da sich aus diesen Höhlungen häufig brauchbare Abdrücke verfertigen lassen. In den Höhlungen liefern — falls sie von Brachiopoden herrühren — auch die Armspiralen häufig gute Anhaltspunkte. Nur wo das Gestein mergeliger ist, sind auch die organischen Einschlüsse besser erhalten, ja zuweilen sind es sogar beschalte Exemplare, wie z. B. jene beiden *Spiriferinen*, deren eine J. v. Böckh, die andere aber ich in dem oberen mergeligen Dolomit des Benedekhegy sammelte.

Auch beobachtete ich, dass die Fossilien in diesen Dolomiten in linsenförmiger Verteilung vorkommen. Z. B. konnten an einem einzigen Punkte des oberen geschichteten Dolomits am Jeruzsálemhegy zahlreiche Fossilien gesammelt werden, während sich an anderen Punkten der erwähnten Klippe nur spärlich Fossilien fanden. Dasselbe ist bei den unteren massigen Dolomiten der Fall. Es gab Stellen, wo aus einem faustgrossen Gesteinsstücke 10–15 Brachiopodenreste hervorgingen, während

einige Schritte weiter jedes Suchen ergebnislos blieb. Nicht minder interessant ist ferner auch der Umstand, auf den mich übrigens bereits BITTNER aufmerksam machte, dass sich nämlich im Dolomit von Veszprém zahlreiche Exemplare der St. Cassianer *Koninckina Leonhardi* WISSM. fanden, dass also solche Formen, die — wie nach BITTNER auch die angeführte Brachiopode — bisher nur aus kalkiger Fazies bekannt, hier, allenfalls auch massenhaft, in dolomitischer Fazies vorkommen.

Doch auch die Lagerungsverhältnisse des grössten Teiles der Dolomite von Veszprém sind für die Altersbestimmung nicht geeignet. Einesteils vielleicht aus dem Grunde, weil sie der Mehrzahl nach isolierte Klippen bilden; andererseits aber und hauptsächlich weil es kaum Aufschlüsse gibt, die das Verhältnis der Dolomite zu den Mergeln vor Augen führen. Der einzige Jeruzsálemhegy bietet Aufschluss über die gegenseitigen Beziehungen des Dolomits und Mergels. Auch BEUDANT[1] gelangt nur durch Kenntnis der Aufschlüsse am Jeruzsálemhegy zu dem Ergebnis, dass die Kalklager von Veszprém auf den die Hauptmasse des Gebirges aufbauenden Magnesiakalken (Dolomiten) lagern. (Es muss jedoch bemerkt werden, dass er diese Mergel und Kalke als jurassisch betrachtet, den Dolomit des Bakony aber im allgemeinen für älter als die Mergel hält.) Auch ich selbst konnte die Dolomitfrage erst in neuester Zeit dank den künstlichen Aufschlüssen (Wasserleitungsbau, Grabungen), sowie auf Grund von glücklichen Fossilfunden lösen.

Zur Erklärung des *Profils VIII* soll folgendes dienen:

Nähert man sich der Stadt von S, also z. B. auf den Strassen von Almádi oder Felsőörs, so findet man im Gebiete des Wasserleitungsreservoirs, bei dem Hügel Füredi-domb nahe dem Kaszatal ein Dolomitgebiet, das gründlicher untersucht werden kann. An beiden Punkten ist der Dolomit grau oder rosenfarbig, ziemlich dicht, nahezu dünngeschichtet, leicht spaltbar, und lässt sich daher sehr wohl als Deckmaterial verwenden.

Infolge dieser letzten Eigenschaft ist es jedoch umso schwieriger, daraus Fossilien zu sammeln. Und doch führt er Fossilien, besonders Megalodensteinkerne, die sich aber nur als Fragmente aus dem Gestein befreien lassen. Auch Gastropoden sind nichts Seltenes. Da diese gewöhnlich klein sind. bleiben meist nur Eindrücke erhalten, mit denen bestimmbare Abdrücke verfertigt werden können. Die hier gesammelten Fossilien gehören zu einer einzigen Art, zu *Amauropsis Hantkeni* KITTL. Auch von den Megalodenresten konnte bloss eine Art: *Megalodus complanatus* GÜMB. bestimmt werden. Diese Arten gehören zu den häufigsten Formen der Hauptdolomite von Veszprém und Umgebung.

Der Dolomit des Wasserleitungsreservoirs, in welchem neuestens auch ein an eine *Physocardia* erinnerndes Steinkernfragment gefunden wurde, fällt unter 20° gegen NW ein. Von hier zieht der Dolomit auf den Buzapiacz, dann gegen Cserhát, wo er jedoch — wie bekannt — bereits gegen S und SE einfällt, so dass sich zwischen den beiden Endpunkten eine schwache Synklinale befindet. Das gleiche ist beim Füredi-domb, d. h. bei dem Friedhof in der unteren Stadt und der Szabadi-utcza, sowie bei der Kossuth Lajos-utcza zu beobachten. Die Dolomitschichten des Füredi-domb (Fig. 5) und des Czigánydomb heben sich von dem Bruch von Kaszavölgy heraus.

---

[1] L. c. S. 217 (deutsche Ausgabe).

An der Ecke der Szabadi- und Kossuth Lajos-utcza erreichen wir den Bruch von Cserhát. An dieser Gassenecke wurde neuerdings das Haus der Sparkasse von Veszprém erbaut, dessen Fundament sich auf dieser Bruchlinie erhebt. Hier befindet sich in der Nachbarschaft des Hauptdolomits ein grauer oder bläulicher und gelb gefleckter durch und durch gefalteter Mergel, während der angrenzende Dolomit aus starren Bänken besteht, die gegen S einfallen und am Bruche zahlreiche Gleitflächen beobachten lassen.

In dem beim Fundamentgraben zutage gelangten Mergel fanden sich ausser schlechten und sehr kleinen, halobien- und posidonomyenartigen Abdrücken keine bestimmbaren Fossilien.



Fig. 5. Dolomitschichten am Füredi-domb bei Veszprém.

Von hier bis zum Abstieg von der Buhim-utcza verlaufen die Wasserleitungsgräben in einer mächtigen Kulturschicht. Bei dem erwähnten Abstieg jedoch führt der von der Buhim-utcza herabziehende Graben wieder in die bei der Kossuth Lajos-utcza verlassenen Mergel; da sie jedoch hier gleichsinnig mit dem Böschungswinkel der Gasse einfallen, konnte ich daselbst — wie dies aus der Beschreibung des Profils VI, wo dieselben die Gruppe *a*) bilden, bekannt ist — weder ihr Hangendes noch ihr Liegendes feststellen. Vorzüglich waren sie auch letzthin im Hofe Gősi-udvar aufgeschlossen, wo die Schichtflächen von einer Menge der erwähnten kleinen Fossilien bedeckt waren. Hier kommt auch *Nucula lineata* Mstr. vor.

Von dem oberen, S-lichen Abschnitt der Buhim-utcza über den Rákóczi-tér zur Festung verlaufen die Gräben wieder im Kulturboden, bis sie schliesslich vor dem Gebäude des ehemaligen Kasinos von Veszprém in Dolomit (*d*) gelangen. Die zwischenlagernden Glieder kommen längs der E-lichen Häuserreihe am Rákóczi-tér

zutage, wo unter dem Dolomit die schon aus dem Profil VI vom Girisicsdomb bekannten Konglomerate lagern. Hier sind sie jedoch bereits in spärlichen Bänken ausgebildet. In ihrem Liegenden finden sich einige reine Kalksteinbänke, unter denen sodann die Estherienmergel des Buhimtales folgen, so dass der Garten des Cseteház sowie die S-liche Hälfte der erwähnten Häuserreihe sich bereits auf diesen Mergeln erhebt.

Aus den auf dem Mergel lagernden Kalksteinbänken an der NE-Ecke des Rákóczi-tér ging je ein Exemplar von *Athyris Wissmanni* MSTR. sp. und *Trachyceras austriacum* MOJS. hervor. Aus dem zwischen diesen Kalken lagernden Mergel aber gelangte *Radiolus dorsatus, Halobia rugosa, Cuspidaria* sp, *Nucula lineata, Macrodon gepidicus, Estheria Lóczyi* zutage.

Der aus dem Profil VI bekannte obere, helle, mit *b*) bezeichnete Abschnitt der unter dem Hauptdolomit aufgebrochenen tiefsten Mergelgruppe konnte hier, wohl infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse von dem Abschnitt *a*) nicht getrennt werden.

Sowohl die Mergel, als auch die darüber lagernden kalkigen Schichten fallen unter 20° gegen NW ein, streichen über die Ányos-utcza und verschwinden unter den Dolomiten am Várhegy, bezw. Rákóczi-tér. Unzweifelhaft überraschend ist in der bisher verfolgten Schichtenreihe einerseits das Auftreten der Dolomite in so unerwartet grossen Massen, andererseits aber das plötzliche Abnehmen der Mächtigkeit des am benachbarten Cserhát noch so wohl entwickelten Konglomerates und der Kalksteine. Es ist dies eine ganz ähnliche Erscheinung, wie sie am oberen N-lichen Teile dieses Dolomits und am Benedekhegy von J. v. BÖCKH beobachtet wurde; hier soll ein anderer, höherer Horizont der am Aufbau des Szalaydomb teilnehmenden Mergelgruppe ähnlich verjüngt auftreten. Aus diesen beiden Erscheinungen ist bei den im übrigen normalen tektonischen Verhältnissen nichts anderes anzunehmen, als dass die auf das Glied *b*) des Profils VI folgende kalkige (c und c_1) und wieder mergelige (*e*) Gruppe hier längs des Vár- und Benedekhegy überwiegend durch Dolomit vertreten wird.[1] Dies festzustellen war freilich recht schwierig. Die Orientierung scheint neben der ungemeinen Fossilarmut dieser Dolomitmassen gerade durch den Umstand erschwert, dass sich der ganze Gesteinskomplex horstartig und isoliert über die benachbarten Triasbildungen erhebt (S. Fig. 6 und 7), ja dass er von letzteren durch tiefe, weite, mit Anschwemmungsmaterial erfüllte Täler getrennt wird. Daher kommt es, dass sich J. v. BÖCKH sehr zurückhaltend über die Zugehörigkeit dieser Dolomite äusserte; denn er fand am N-Ausläufer dieses isolierten Dolomithorstes, auf dem Benedekhegy ausser der erwähnten *Spiriferina* (bei ihm *Sp.* cfr. *fragilis* SCHLOTH. sp., bei BITTNER *Sp. fortilis* BITTN., bei FRECH *Sp. Bittneri* FRECH) nichts und nahm an, dass die Mächtigkeit der an der E-Lehne des Szalaydomb aufgeschlossenen Mergel gegen W abnimmt, dass sie später auf dem Benedekhegy unter dem Kreuze nur noch einige Zoll beträgt und dass die Bildung weiter gegen W vollständig auskeilt. Die diesbezüglichen Zeilen seiner mehrfach angeführten Arbeit (S. 140) lauten übrigens folgendermassen: „Ebenso wie es mög-

[1] Die Beschreibung der auf S. 425 der Lethaea geognostica (Gerl II. Mesosoicum) befindlichen Abbildung erklärt die Verhältnisse auf dem Benedekhegy falsch. Auf dem Benedekhegy umschliessen nämlich nicht die Mergel den Dolomit, sondern im Gegenteil: es ist hier eine kleine Partie des sich auskeilenden Mergels in die Raibler Dolomite eingebettet. Auch ist es nicht wahr, dass auf dem Gipfel des Berges Physocardienmergel lagert.

lich, dass der Veszprémer Mergel am Benedekhegy nur eine Zwischenlage im Dolomite bildet, und so wenigstens ein Teil des Liegenddolomites noch gleichfalls dem Mergelkomplex zuzuzählen wäre, ebenso wenig scheint es ausgeschlossen, dass der Liegenddolomit einem ganz anderen, vom Mergelkomplex unabhängigen Niveau angehört".

Seither wurde jedoch das Verhältnis dieser Dolomite zum Mergel von Veszprém durch neue günstige Beobachtungen klargestellt. Mir gelang es — wie bekannt — die Lagerungsverhältnisse dieser problematischen Dolomite bereits in den Wasserleitungsgräben zu fixieren; hinsichtlich des Dolomits am Várhegy aber trat zur Klärung der Frage noch ein grösserer Aufschluss und einige fossile Funde hinzu.

Als nämlich das alte Gebäude der Sparkasse von Veszprém unterhalb des Feuerturmes am Várhegy erweitert wurde, brachten die Fundamentierungsarbeiten und die Austiefung der Keller einen gelblichen, weichen, sandigen Mergel in etwa



Fig. 6. Die E-l'che Steilwand des Szent-Benedekhegy bei Veszprém.
Unten der massige, oben der geschichtete Dolomit.

3 m Mächtigkeit zutage, der bei konkordanter Lagerung sich zwischen dem erwähnten Dolomit am Rákóczi-tér und jenem am Várhegy lagert.

Aus diesem Mergel wurden einige Muschelfragmente von Bittner als ? *Cuspidaria gladius* Lbe. sp. bestimmt. Ausserdem waren einzelne Schichtenflächen des Mergels ebenso wie jene des Mergels in der Buhim-utcza reichlich mit kleinen Halobien-Abdrücken bestreut. Aus demselben Mergel gelangte unterhalb des nahen Feuerturmes auch ein bestimmbarer Cephalopodenrest, nämlich ein Fragment von *Protrachyceras baconicum* Mojs. zutage.

Zu diesen Funden kommt noch ein wichtiger Umstand; ich konnte mich nämlich überzeugen, dass der Liegenddolomit vom Rákóczitér unterhalb des Várhegy Cassianer Brachiopoden führt, weil hier mehrere bestimmbare Exemplare von *Koninckina Leonhardi* Wissm. sp. gefunden wurden.

Schliesslich fand ich ausser den angeführten drei und in der mittleren Trias von Veszprém nicht seltenen Arten noch eine vierte, u. zw. an der E-Lehne des Várhegy im unmittelbaren Hangenden der mergeligen Dolomite mit *Spiriferina*

Bittneri FRECH. Dies ist die neue Art *Waldheimia praepulchella* FRECH, die bereits auch aus dem Mergel beim Pribékkert angeführt wurde.[1]

Wenn man nun ausser diesen paläontologischen Daten noch die stratigraphische Lage (über den Brachiopodenkonglomeraten) der Dolomite am Várhegy und Benedekhegy in Betracht zieht, so ergibt sich einerseits der Schluss, dass diese Dolomite tatsächlich zum Mergel von Veszprém gehören, dass sie also karnisch sind, andererseits aber zeigt sich, dass diese ganze Dolomitmasse nichts anderes ist, als eine dolomitische Fazies des unteren und mittleren Abschnittes der Mergel von Veszprém.

N-lich vom Benedekhegy, jenseits des Bruches am Benedekhegy, also bereits



Fig. 7. Die W-liche Steilwand des Szent-Benedekhegy bei Veszprém.
Unten die massigen, oben die geschichteten Dolomite.

am Temetőhegy wiederholt sich die soeben aufgezählte Schichtenfolge bis zu einem gewissen Grade.

Am Temetőhegy, gegenüber dem N-lichsten Vorsprunge des Benedekhegy am jenseitigen Ufer des Sédflusses findet sich wieder Dolomit, der auf die flache obere Partie des Temetőhegy hinaufreicht und sich zu einem Plateau verbreitert. Dieses ausgedehnte Dolomitplateau wird von den Einwohnern von Veszprém Jutasinagymező, Jutasi-legelő oder Szamárlegelő genannt. Der Dolomit des Plateaus ist bald gebankt, bald ungeschichtet, einmal grau, bald wieder gelblich, so dass der beständig wechselnde lithologische Charakter keinerlei Orientierung bietet, und man

[1] FRECH nennt als Fundort dieser Art (Neue Zweischaler etc. S. 41) auch den Sintérdomb. Diese Angabe ist falsch und muss auf den Várhegy bei Veszprém bezogen werden.

wieder auf künstliche Aufschlüsse angewiesen ist. um sich einen Begriff über seine Zugehörigkeit zu verschaffen.

Wir wollen gleich am Fusse des Benedekhegy beginnen.

An der S-lichen Ecke der vom Benedekhegy zum Sédfluss herabführenden Czéhház-utcza (heute Fejérváry József-utcza) fand sich in einem kleinen Graben ein gelber, sandiger Mergel, der sich ebenso zwischen die Dolomite einfügt, wie die ähnliche Mergellage am Fusse des Feuerturmes am Várhegy. Auch finden sich hier gleiche, kleine Bivalvenabdrücke, wie am Mergel vom Várhegy; ja es fand sich darin sogar ein Brachiopodenfragment, wohl der untere Rand einer grossen Klappe von *Terebratula tricostata.* Dies allein würde nicht genügen, die beiden Mergel als äquivalent zu bezeichnen, da das erwähnte Brachiopodenfragment nicht in Betracht kommen kann. Das gleiche gilt von den erwähnten Bivalven; denn solche Abdrücke finden sich auch in mehreren anderen Horizonten des Mergels von Veszprém. Die Tatsache aber, dass hier in dem liegenden Dolomit ebenso wie am Fusse des Várhegy auch Cassianer Brachiopoden (*Koninckina Leonhardi*, *Spirigera quadriplecta* usw.) auftreten, ist bereits ein schwerer wiegender Beweis dafür, dass der fragliche Mergel mit jenem beim Feuerturm äquivalent ist. Darauf scheint auch der negative Beweis hinzudeuten, dass sich über diesem mergeligen Horizont bereits weder hier, noch anderweitig *Koninckina Leonhardi* findet.

Auf dem Dolomit im Hangenden des Mergels steht bereits ein Gebäude, so dass man dem Gestein bloss im Keller des Hauses beikommen kann. Hier wird der Dolomit jedoch von einer ziemlich mächtigen Schotterschicht überlagert, so dass über seine Fossilführung nichts bekannt wurde. Soviel ist sicher, dass auch weiter gegen N, gegen das Hangende hin überall Dolomite folgen. Diese zeigen aber bereits einen petrographischen Charakter, wie er in der Regel den Hauptdolomit auszeichnet. Dieser Umstand scheint mit dem hier vorbeistreichenden Bruch vom Temetőhegy (7—7) zusammenzuhängen, der die fraglichen Raibler Dolomite in der Czéhház-utcza gleich am Anfang der Gasse schief abschneidet, so dass hier neben dieser Bildung jene Dolomite von Papvásár zu liegen kommen, welche von dem W-Abhang des Aranyostales mit beständigem NNE—SSW-lichen Streichen bis hierher ziehen, die also eine Fortsetzung der Hauptdolomite des Profils VII darstellen.

Die Dolomite im Liegenden des Mergels greifen, wie gezeigt werden soll, auch auf die W-liche Hälfte des Temetőhegy über, und behalten auch hier ihren petrographischen und paläontologischen Charakter überall bei; ja in der Masse der Dolomite im Liegenden des Mergels in der Czéhház-utcza finden sich an der Ecke der Miatyánk- und Miklós-utcza sogar einzelne Mergel- und Kalksteinknollen, so dass man schon beim ersten Blick an die Konglomerate von Cserhát erinnert wird.

Wir wollen uns nun gegen N wenden und die Verhältnisse am Temetőhegy, sowie die unbebaute Umgebung der Stadt bis zur Linie des Sédflusses bei Kiskut genauer betrachten (Vergl. d. Prof. XII).

Das eingesunkene Gebiet zwischen der Czéhház-utcza (Fejérváry József-utcza) und der Csorda-utcza (Szentistván-utcza) ist, mit Löss und Kulturboden ausgefüllt, so dass die Tektonik nicht studiert werden kann. Die Einsenkung erstreckt sich bis an den Rand der Stadt, wo die Bodenoberfläche mit dem Plateau des Jutasi-legelő verschmilzt. Hier findet sich auf dem Dolomit ein kleiner Tümpel, und der Umstand, dass hier beständig Wasser ist, deutet auf einen sehr nahe an der Oberfläche lagernden Mergeluntergrund hin. In der Nähe dieses Wassers ist der

Dolomit in grossen Schottergruben aufgeschlossen, doch fand sich hier kein Fossil.

Westwärts zieht eine ausgedehnte Lösspartie dahin, an deren S-licher Ecke der Friedhof der oberen Stadt liegt. Im SW-lichen Grenzgraben der bepflügten Lösspartie finden sich bereits mergelige Gesteine, wovon man spärlich umherliegende Stücke gegen SW über die Landstrasse nach Márkó, bis zum N-lichen Abhang des Sédtales bei Kiskut antrifft.

Auf jenem Abschnitt der Strasse, der zwischen die Landstrasse und die ehemalige Weingartenanlage des Landwirtschaftlichen Vereins in Veszprém fällt, sind mehrere verlassene und bereits vollkommen bewachsene Steinbrüche anzutreffen. An den mehr kahlen Rändern der Steinbrüche treten mit mergeligem und dolomitischen Material bereits auch reinere Kalksteine zutage, in denen sich die Fauna des oberen Abschnittes der Mergel von Veszprém findet. In einem hier gesammelten mergeligen Gesteinsstück z. B. kommen gut kenntliche Exemplare von *Terebratula julica* Bittn., einer der gewöhnlichsten Arten der Raibler-Torer Schichten von Veszprém in Massen vor. An einem anderen Gesteinsstück finden sich Abdrücke von *Pecten incognitus* Bittn., W-lich von dieser Stelle ist in grossen Schottergruben wieder Dolomit aufgeschlossen.

Die in den erwähnten Steinbrüchen stellenweise noch anstehenden Schichten und der Dolomit lagern konkordant. Sie fallen unter 20° gegen NW ein.

Wir wollen uns nun nach E, gegen die Stadt, also gegen das Liegende wenden und über die hier zutage tretenden Dolomite bis an den W-Rand des Marktplatzes am Temetőhegy schreiten. Gesteinsstücke, die in den Gräben am Zaune des Marktplatzes umherliegen, erweisen sich auf den ersten Blick als ident mit jenem Megalodendolomit, der aus den oberen Niveaus der Mergelgruppe bereits in mehreren Profilen besprochen wurde. Megalodensteinkerne sind auch hier sehr häufig. Besonders gewöhnlich sind darunter die kleinen Steinkerne von *Megalodus carinthiacus*. Gegen das Liegende folgen wieder Dolomite. Stellenweise sind sie graulichweiss, dann aschgrau, bald wieder gelblichbraun. Mitunter erscheint das Gestein mergeliger, doch lieferte es, abgesehen von schlechten Fossildurchschnitten keine Versteinerungen. Erst in der Nähe der Stadt beginnt sich das Gestein zu verändern, und zwar besonders in der Struktur, weil die weiter oben noch bröckeligen und ziemlich gut geschichteten Dolomite hier bereits in der Form von festen Klippen auftreten, die — ebenso wie die Liegenddolomite am Várhegy — dunkelgrau sind und mit violetten Flecken bestreut erscheinen. Auch in faunistischer Beziehung stimmen sie mit den letztgenannten überein, indem *Spirifera quadriplecta* und Koninckinideneindrücke auch hier nichts Seltenes sind. Diese klippenartigen Dolomite wurden durch die Wasserleitungsgräben mehrfach und in ihrer ganzen Breite aufgeschlossen, und überall zeigten sie die gleichen Eigenschaften. Sie fallen unter 15—30° ein, die Fallrichtung wechselt zwischen N und W. Diese Klippendolomite reichen bis in das schmale Anschwemmungsgebiet des Sédflusses hinab. Ihre SW-liche Spitze ist jene Klippe, auf der sich die Szentlászlókapelle erhebt.

In diesem Teile des Temetőhegy wurde der gelbe, fossilführende Mergel der Czéhház-utcza nicht angetroffen. Wahrscheinlich wird hier auch dieser Horizont durch Dolomit vertreten. Jenseits der Lösshügel hinter dem Friedhof der oberen Stadt aber fällt auch der mergelige Kalk mit *Terebratula julica* und der Megalodendolomit

aus. Ihre Grenze wird längs des hier vorbeiziehenden Bruches vom Temetőhegy durch den Hauptdolomit bezeichnet.

Die soeben besprochene Gliederung der Dolomite des Friedhofes der oberen Stadt, und jener am Marktplatze am Temetőhegy wiederholt sich — wie gezeigt werden soll — auch auf dem Gulyadomb am rechten Sédufer.

Es dürfte die Bemerkung von Interesse sein, dass die erwähnten Gesteinsgruppen nicht nur an der S-Lehne des Temetőhegy, sondern auch an der W-Lehne des Hatrongyos, sowie rings um den Szentlászlódomb mit einer verschieden mächtigen Schotterlage bedeckt erscheinen. Auch dies ist nichts anderes als ein vom Plateau herabgeschwemmter neogener Schotter.

Es soll noch bemerkt werden, dass ein vor kurzem verfertigter Kanalgraben am SE-Ende des Pápai-út (gegenwärtig Esterházy-utcza) einen Dolomit aufschloss, dessen Fauna (*Trachyceras Aspasia, Tr. baconicum* usw.) mit jener des oberen Dolomits am gegenüber liegenden Jeruzsálemhegy und Sintérdomb übereinstimmt; diese Fauna aber ist jünger als die im Hangenden lagernden Dolomite in der Szentistván-utcza, die Sct-Cassianer Brachiopoden führen. Der in Rede stehende Dolomit kann also nichts anderes als eine an dem Bruche vom Benedekhegy abgesunkene Scholle sein.

h) Jeruzsálemhegy, Sintérdomb.

(Profil XI, XII auf Tafel I, Fig. 6 und 7.)

Von der Mergelgruppe von Veszprém ist es nur der obere Raibler Abschnitt, der am Benedekhegy und Várhegy auskeilt, oder in Dolomit übergeht; dieser Abschnitt bleibt auch weiter gegen W dolomitisch und am Jeruzsálemhegy tritt nur noch die oberste, nach Frech den Torer-Opponitzer Kalken entsprechende Partie als mergelige Fazies auf.

Dieses ausgedehnte Mergelfeld des Jeruzsálemhegy bei Veszprém ruht auf einem horstartig aus dem Sédtale emporragenden Dolomitsockel und ist ausserdem auch noch fast von jeder Seite zwischen Dolomite eingezwängt, so dass es den Anschein hat, als würde der Mergel zwischen den Dolomiten ein Becken ausfüllen. Und dies ist tatsächlich der Fall.

Im E längs der Hosszú-utcza und im N am Sédflusse führen die unteren, massigen, klippenartigen Partien des Horstes Cassianer Brachiopoden, also die Fauna des unteren Abschnittes der oberen Mergelgruppe von Veszprém, während die oberen, mehr geschichteten Dolomite jene der oberen Mergelgruppe, also schon eher Raibler Formen führen. Der Umstand aber, dass sich am Jeruzsálemhegy auch Formen der noch jüngeren Torer oder Opponitzer Schichten finden, kann auch aus der Tektonik des Jeruzsálemhegy damit erklärt werden, dass die Mergel, Kalke und vielleicht auch Dolomite des Jeruzsálemhegy an den dortigen Bruchlinien neben den vielleicht etwas älteren Dolomit zu liegen kamen.

Wir wollen vorerst den unteren Dolomitsockel der tektonischen Tafel des Jeruzsálemhegy besprechen, der ohnehin die tiefste und demnach älteste Bildung der ganzen Scholle darstellt.

Eine Betrachtung der N-lichen und E-lichen Felswand des Jeruzsálemhegy zeigt, ebenso wie am Benedekhegy, dass der untere Abschnitt der Dolomitmassen auch hier nur selten eine Gliederung aufweist, während die oberen Abschnitte

bereits von weitem eine bankige Struktur zeigen. Oben auf dem Jeruzsálemhegy aber sehen wir, dass der Dolomit von den Mergeln an einer WNW—ESE-lich streichenden und etwas gegen N gewölbten Verwerfungslinie abstösst. Dies ist der von der Takarékpénztár-utcza hierher ziehende Bruch. Die gegenseitige Lage der an beiden Seiten dieser Verwerfung befindlichen Bildungen konnte an zwei Punkten beobachtet werden, u. zw. in der von der Hosszú utcza auf den Jeruzsálemhegy hinaufführenden Új-utcza und auf dem sich daneben erhebenden, kleinen Hügel, dem sog. Simogahegy. Dort lieferten die $1^1/_2$ m tiefen Wasserleitungsgräben Aufschlüsse, hier aber die Stiegen die von E auf den mit Wein beflanzten Hügel führen. In diesem letzteren Durchstich waren an der Innenfläche des Dolomits zahlreiche Gleitflächen zu sehen. Die an diese Flächen angrenzenden Mergel bilden eine heftig gefaltete, durch und durch zerbrochene Schichtengruppe. Ihr unmittelbares Liegendes tritt jedoch hier nicht zutage, während der viel tiefere Aufschluss in der Új-utcza auch dieses erreichte. An dieser Stelle besteht das Liegende der Mergel aus einem geschichteten Dolomit, welcher infolge seiner Lage nur eine Partie des oberen, geschichteten und an einer Verwerfungslinie abgesunkenen Abschnittes der Dolomite von Jeruzsálemhegy (bezw. Várhegy und Benedekhegy) sein kann. Dieser geschichtete Dolomit wird von der gleichen Mergelgruppe überlagert, die auch auf dem Simogahegy aufgeschlossen wurde.

Jener Dolomit des Simogahegy aber, der an der Verwerfungslinie in einem Niveau mit dem Mergel lagert, hängt unmittelbar mit dem unteren Brachiopodendolomit des Jeruzsálemhegy und Sintérdomb zusammen, gehört also bereits zu den lieferen karnischen Dolomiten.

Der vom Simogahegy aus der Festő-utcza über den E-lichen Abhang des Jeruzsálemhegy führende Fussteig folgt nahezu genau dem Bruch am Simogahegy, bezw. Jeruzsálemhegy; hierauf deutet schon die Tatsache, dass dieser Weg bis auf die Höhe des Jeruzsálemhegy rechts von Dolomiten, links aber von Mergeln und Kalksteinen begleitet wird. Die Dolomite zeigen an einem Punkte ein sanftes (8—10°) Einfallen gegen S, also gegen das Liegende der Mergel. Oben am Berge selbst, ferner an der NW-lichen Lehne desselben, sowie an der E-Lehne des gegenüberliegenden Sintérdomb tritt die Bruchlinie an der Grenze der Mergel und Dolomite sehr scharf vor Augen, da die Unterschiede in der Vegetation der beiden Bildungen sehr augenfällig sind; der Dolomit trägt eine schüttere Pflanzendecke, unter der umherliegende Dolomittrümmer hervorblinken, der Mergel hingegen ist mit einem üppigen, gleichmässig grünen Rasen bedeckt. Ausserdem wird die Feststellung der Bruchlinie auch hier durch mehrere Gleitflächen erleichtert. Auch auf den Baugründen an der NW-Ecke des Jeruzsálemhegy ist dieser Bruch sehr deutlich sichtbar.

Sehr interessant ist es, dass in der Nähe der Verwerfungslinie, angrenzend an die Dolomite auch die Mergel überaus dolomitisch sind und dass sich diese Eigenschaft mit der Entfernung vom Dolomit allmählich abschwächt, bis sie sich schliesslich 10—15 m weit vom Bruche gänzlich verliert, so dass man in der S-lichen Hälfte des aus Dolomit bestehenden Sintérdomb bereits reinen Mergel und Kalkstein antrifft. Das selbe ist am nahen Jeruzsálemhegy der Fall. Auch hier erreicht man am Grunde des Hauses Harmat-utcza 25 die Bruchlinie, jenseits welcher sich bereits dolomitische Mergel und dolomitische Kalke finden, deren Dolomitgehalt ebenfalls rasch abnimmt, so dass man an der Ecke der Harmat- und Templom-utcza bereits reine Mergel und mergelige Kalke antrifft.

Dass auch unter den Mergeln und Kalken des Sintérdomb Dolomit lagert, davon überzeugten mich Grabungen; sie zeigten auch, dass sich dieser Dolomit unter den Mergeln fortsetzt und unmittelbar mit der am Wege vom Sintérkut zutage tretenden und scheinbar isolierten Dolomitmasse, sowie mit dem im Garten des Hauses Nr. 32 anstehenden Dolomit, in der Nähe des vorerwähnten, unmittelbar zusammenhängt. Auch dieser letzte Dolomit ist interessant, da sein Kern massig ist, der unebenen Oberfläche sich aber geschichteter Dolomit anschmiegt. Diese dünnen Dolomitschichten gehen südwärts teils stufenweise in den Mergel des Jeruzsálemhegy über, teils fallen sie unter ihm ein. Aus der Klippe selbst sammelte ich eine *Spiriferina* cfr. *Bittneri* FRECH.

Die Fauna des unteren, massigen Abschnittes der längs den Gassen Hosszú-utcza und Fürdő-utcza (jetzt Gépház-utcza) dahinziehenden Dolomitwand ist mir nicht bekannt, da sich darin bloss ein *Koninckina*-Fragment und eine Koralle mit gänzlich umkristallisierten Lamellen fand. Die geschichtete Dolomite des Jeruzsálemhegy hingegen, besonders aber einzelne Partien der NW-Ecke führen bereits mehr und besser erhaltene Fossilien. Diese Fauna findet sich auch in dem nach SE einfallenden oberen, geschichteten Dolomit des benachbarten Sintérdomb, vornehmlich aber in den mergeligen Partien an der Bruchlinie. Hier lagert also an der Bruchlinie eine mergelige und eine dolomitische Fazies, die mit einander äquivalent sind; hieraus folgt, dass die Verwerfung vom Jeruzsálemhegy von dem Simogahegy gegen den Sintérdomb zu allmählich seichter wird.

Am Sintérdomb fanden sich übrigens auch in dem unteren, massigen Dolomit, der mit dem unteren Dolomit am Jeruzsálemhegy zusammenhängt, wohl erhaltene Fossilien, einstweilen freilich nur Brachiopoden.

Am E-lichen Fusse des Hügels, an der dort vorbeiführenden Fahrstrasse sammelte ich folgende Arten:

Koninckina Leonhardi WISSM. sp.
(in zahlreichen Exemplaren)
Spirigera indistincta BEYR. sp.
„ *quadriplecta* MÜNSTR. sp.

sowie der *Sp. quadriplecta* var. *confluens* BITTN. sehr nahestehende Formen; ferner:

Rhynchonella cf. *Pichleri* BITTN. und
Terebratula sp.

Auch am N-Fusse des Hügels fanden sich wenige Brachiopodenfragmente, die aber unbestimmbar sind. Von derselben Lehne hinter dem Maschinenhause der Wasserleitung ging noch der Abdruck einer artlich unbestimmbaren *Trachyceras* sp. hervor.

Es sind dies nicht viel Daten, doch lassen sie es besonders im Vergleich mit den Verhältnissen am benachbarten Várhegy wahrscheinlich erscheinen, dass dieser Brachiopodendolomit ebenso wie jener am Fusse des Várhegy eine dolomitische Klippenfazies der Schichten *a)*—*e)* des Profils VI darstellt.

Der Dolomit in mittlerer Höhe des Sintérdomb lieferte ebenso wie jener in mittlerer Höhe des gegenüberliegenden Jeruzsálemhegy, ein Gestein, das unbedingt in dasselbe Niveau gehört, bisher keine Fossilien.

Umso reicher ist die Fauna der oberen, geschichteten Dolomite. Dies ist zugleich der zweite Punkt, wo Cephalopoden fast ebenso häufig auftreten wie in den Mergeln beim Pribékkert. Eine ganz ungewohnte Erscheinung ist ferner, dass die meisten Exemplare auch eine artliche Bestimmung zuliessen.

Von hier stammt folgende schöne Fauna:

Montlivaultia cf. *Verae* Volz.
„ cf. *norica* Frech
Thecosmilia rariseptata Wöhrm.
Pinacophyllum annulatum Reuss
„ cfr. *parallelum* Frech
Thecospira tyrolensis Lor. sp.
Spirigera quadriplecta Mstr. sp.
„ „ var. *euplecta* Bittn.
Terebratula julica Bittn.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* Wöhrm. sp.
Avicula sp. ex aff. *Sturi* Bittn.
Avicula Laczkói Frech.
Avicula sp.
Cassianella sp.
Pecten (?) n. sp. aff. *auristriatus* Mstr.
„ *praemissus* Bittn.
„ *veszprémiensis* Bittn.
„ div. sp.
Gervilleia angusta Goldf.
Terquemia sp. ind.
Mysidioptera cfr. *spinesens* Bittn.
„ cfr. *Laczkói* Bittn.
„ *cimbrianica* Bittn.
„ an *Lima?*
Mysidioptera sp.
Myoconcha sp. aff. *Bassanii* Tomm.
„ sp. ind.
Myophoria Wöhrmanni Bittn.
„ cfr. *inaequicostata* Klpst.
Cardita sp. ind.
Gonodon Mellingii Hau.
Cuspidaria gladius Lbe. sp.
Teredo? an Pholas?
Dentalium?
Stuorella sp.
Turritella sp. ind.
Promathildia Winkleri Klpst.
Temnocheilos (*Foordiceras*) cf. *Breunneri* Hau. sp.
Protrachyceras cfr. *Attila* Mojs.
„ cfr. *Aspasia* Mojs.
Trachyceras (*Protr.*) *baconicum* Mojs.
„ *austriacum* Mojs.
„ sp. aff. *austriacum* Mojs.
„ *triadicum* Mojs.
„ cfr. *servile* Mojs.
„ sp.

Der grösste Teil der Formen liefert — wie zu sehen ist — eine genügend sichere Grundlage um festzustellen, dass der obere Abschnitt des Dolomits am Sintérdomb und Jeruzsálemhegy mit dem Raibler Abschnitt der Böckhschen oberen Mergelgruppe in innigstem Zusammenhange steht. Der untere Abschnitt des in Rede stehenden Dolomits hingegen führt bereits Formen, die für den unteren Abschnitt der oberen Mergelgruppe charakteristisch sind.

Sct.-Cassianer Brachiopoden fanden sich noch an der NE-lichen Ecke des Gulyadomb W-lich vom Sintérdomb, nur treten die Brachiopoden hier in den oberen Partien des massigen Dolomits auf, woraus folgt, dass diese brachiopodenführende Dolomitklippe infolge der am Bruche vom Fejesvölgy vor sich gegangenen Dislokationen in ein höheres Niveau gerückt wurde. Dasselbe dürfte wohl bei dem ganzen E-lichen, gegen das Fejesvölgy gerichteten Rand des Gulyadomb der Fall sein, da die aufgezählten Brachiopoden des unteren Abschnittes der Dolomite von Veszprém hier überall auftreten.

Längs des E-Abhanges des Fejesvölgy hingegen, der zugleich den W-Rand des Jeruzsálemhegy bildet, wurden Spuren von Fossilien des oberen Abschnittes

angetroffen, was sich nur damit erklären lässt, dass die Tafel Sintérdomb—Jeruzsálemhegy längs des zwischen dem Sintérdomb und Jeruzsálemhegy gelegenen Abschnittes der bereits erwähnten Bruchlinie gegen S einfällt, so dass die fossilführenden Dolomite vom Plateau an den Talabhang herabziehen.[1]

Wir wollen uns nun dem Mergel am Jeruzsálemhegy zuwenden.

Diese mergelig-kalkige Fazies der karnischen Ablagerungen in der Umgebung von Veszprém nimmt den grösseren, N-lichen Teil des Plateaus am Jeruzsálemhegy ein und wird ringsum von Dolomiten umgeben. Der grössere, untere Teil des E-lichen, N-lichen und W-lichen Abschnittes dieses Dolomitrahmens ist unzweifelhaft älter als der umschlossene Mergel, während der obere Teil mit letzterem zumindest gleich alt sein dürfte. Lediglich der S-liche Dolomitrand erscheint sowohl in stratigraphischer



Fig. 8. Die Steinbrüche am Jeruzsálemhegy bei Veszprém.

als auch paläontologischer Hinsicht jünger als die Mergel, ist also bereits ein norischer Dolomit.

Der S-liche Teil des Mergelgebietes am Jeruzsálemhegy ist ganz, der N-liche Teil aber teilweise bebaut. Auf dem nicht bebauten Teile befinden sich die studierten Steinbrüche (Fig. 8 und 9). Aus diesen Steinbrüchen wurde und wird auch noch jetzt das als Baumaterial verwendbare, mehr feste, kalkige Gestein gebrochen. Zum Baustein ist es nicht besonders geeignet, da es Feuchtigkeit anzieht und die daraus gebauten Häuser meistens ständig feucht bleiben. Eine zweite, ebenfalls wenig günstige Eigenschaft besonders der höheren Partien ist, dass sie an der Luft in millimeterdünne Platten zerfallen, so dass die daraus verfertigten und nicht angewor-

[1] Zum Sammeln von Fossilien ist auch jener kleine Wasserriss sehr geeignet, welcher vom N-Rande des Friedhofes am Jeruzsálemhegy in NW-licher Richtung in das Fejestal herabzieht. Hier findet sich im Wasserriss in mittlerer Höhe des Berges ein graues, poröses, dolomitisches Gestein, das sehr viel und hinlänglich gut erhaltene Fossilien führt. Das Äussere des Gesteins erinnert lebhaft an den Dolomit mit *Megalodus carinthiacus* Hau.

fenen Mauern rasch zugrunde gehen. Übrigens lässt sich das Gestein jedoch leicht bearbeiten, da es vorzüglich geschichtet und seine Lagerung in den meisten Steinbrüchen fast horizontal ist, und nur durch geringfügige Verwerfungen gestört erscheint. Solche kleine Verwerfungen und Verschiebungen kommen jedoch sehr häufig vor und dies erleichtert den Abbau ebenfalls. Der Umstand hingegen, dass dem Gestein nur auf einem kaum 50—60 m^3 grossem Gebiete beizukommen ist und dass die Mächtigkeit des Kalksteines verhältnismässig gering ist, lässt eine grössere Steinbruchindustrie nicht aufkommen. Heute ist nämlich der grösste Teil der noch unbebauten Fläche ausgebeutet, so dass der Betrieb nur unter Ankauf von Baugründen und Opferung der darauf stehenden Häuser fortgesetzt werden kann. Ein



Fig. 9. Die oben gefalteten, unten fast horizontal lagernden Schichten der Steinbrüche am Jeruzsálemhegy.

grosses Hindernis einer auf so kleinem Gebiete betriebenen Steinbruchindustrie besteht darin, dass über 7—8 m tiefe Steinbrüche nicht angelegt werden können, da sich die Schwierigkeiten bei der Förderung mit der Tiefe unverhältnismässig vergrössern.

Dass die Steinbrüche nicht tiefer sind, hat übrigens auch noch einen anderen, uns näher interessierenden Grund. An den meisten Stellen gelangt man nämlich bei dieser Tiefe auf „unreifen Stein“ (weichen Mergel), darunter aber auf „salzigen Stein“ (quarzhaltigen Felsen). An solchen Stellen überzeugte ich mich, dass die 10—20 cm mächtigen Bänke plötzlich unverhältnismässig mächtig werden, so dass sie fast 1 m erreichen, dass sie ferner ungemein dolomitisch und zugleich so hart werden, dass sich hier das Arbeiten mit der Picke nicht mehr auszahlt (Sprengen ist bei der Nähe der Häuser und der grossen Anzahl der Verwerfungen im Gestein

nicht ratsam). An diesen Punkten wird also die im Liegenden des ganzen Komplexes der Mergel vom Jeruzsálemhegy: die Raibler Dolomitfazies erreicht.

Mehrere charakteristische Eigenschaften der Mergel am Jeruzsálemhegy wurden bereits von Beudant beobachtet; er schreibt darüber folgendes:[1] „Der unterste Teil derselben besteht aus Stinkkalk, mit erdigem Bruche, gelblich oder bläulichgrau oder in beiden Farben gefleckt oder gebändert; er ist leicht in dünne Platten teilbar, welche zum Bauen verwendet werden und enthält kleine Nester von Bitumen, in denen stellenweise Spuren von organischen Überresten in Kalkspat verwandelt sichtbar sind . . . Die Schichtung ist ungefähr horizontal. Über diesem liegt ein Kalkstein, der ganz aus zusammengehäuften und in eine dichte Kalkmasse fest eingebackenen Muscheln besteht, mit stellenweise glänzenden kleinen Punkten von Kalkspat. Die Muscheln selbst sind unkenntlich".

Bei Betrachtung der Wände in den Steinbrüchen fällt noch ein Umstand auf, u. zw. der, dass die Schichten der obersten aufgeschlossenen Gruppe besonders gefaltet sind, während die tieferen, wie erwähnt, fast wagerecht lagern (Fig. 7). Dabei zerfallen diese oberen, gefalteten Schichten in viele kleine Stückchen. Diese Erscheinung fiel Prof. v. Lóczy schon vor Jahren auf und er gelangte nach Untersuchung von Dünnschliffen zu der Ansicht, dass diese Faltung nebst Dislokationen auch auf die Einwirkung der Atmosphärilien zurückzuführen ist. Das nahe an der Oberfläche lagernde Gestein zerklüftet nämlich, und in den entstandenen Sprüngen setzen sich aus dem Sickerwasser kohlensaure Salze ab; die mit der Umkristallisierung einherschreitende Volumvergrösserung, dann der in den Sprüngen zur Geltung gelangende Winterfrost und Hand in Hand damit die horizontale Streckung der Bildung ergibt dann die Faltung und neuerliche Zerklüftung der Schichten, wonach sich alsbald die erwähnten Erscheinungen wiederholen. Daher kommt es, dass das Gestein von zahlreichen mehr oder weniger dünnen, auf die Schichtfläche senkrechten Kalzitadern durchzogen wird.

J. v. Böckh kannte die Mergel am Jeruzsálemhegy nicht, was wirklich zu bedauern ist, da der Jeruzsálemhegy einer der reichsten karnischen Fundorte in der Umgebung des Balatonsees ist. Hier gelangte der überwiegend grösste Teil des in der Balatonmonographie bearbeiteten Materials zutage, hier fanden sich die meisten neuen Arten und die interessantesten und wertvollsten Formen der Raibler-Cassianer Fauna des Balatongebietes. Da ich mit meinen Schülern an diesem leicht zugänglichen Punkte schon seit Jahrzehnten sammle und öfters Gelegenheit hatte zu beobachten, welches Material die Steinbrucharbeiter gefördert haben, gelang es mir durch Vergleich mit an mehreren anderen Punkten gemachten Beobachtungen, die Reihenfolge der zutage liegenden Schichten, sowie ihr Verhältnis zu den angrenzenden Dolomiten genau festzustellen. Trotzdem sind die Aufschlüsse am Jeruzsálemhegy doch nicht in jeder Beziehung günstig und wenn auch das Gebiet durch und durch gewühlt ist, musste ich doch auch selbst an einzelnen günstig erscheinenden Punkten Grabungen veranstalten. Und dies ist hier ganz natürlich. Wo sich der Untergrund nämlich zum Anlegen von Steinbrüchen nicht mehr günstig zeigte, also gerade an der Grenze der Dolomite und Mergel, wurde alles verbaut. Deshalb musste auch die Frage nach der Zugehörigkeit der Dolomite unbeantwortet bleiben, bis schliesslich das Ziehen einiger Gräben und einzelne glückliche Funde

[1] Ebendort, S. 217.

verrieten, dass ein Teil der Dolomite unter die Mergel einfällt, der andere aber dieselbe Fauna führt, wie die angrenzenden und in demselben Niveau lagernden Mergel: dass also die beiden Gesteine nichts anderes sind als zweierlei Fazies der Raibler Schichten von Veszprém. So müssen dann also auch jene Zweifel schwinden, die an der Grenze von Dolomit und Mergel stellenweise durch Verwerfungen verursacht werden und ebenso die Kombination, dass die Mergelgruppe am Benedek- und Várhegy auskeilt und weiter W-lich fehlt, sowie dass die im W der Stadt auftretenden Dolomite bereits zum Hauptdolomit gehören.

i) Ausführliche Beschreibung der Profile am Jeruzsálemhegy.

(Taf. I, Fig. 6 und 7.)

Im folgenden soll das durch die Dolomite und Mergel gezogene Profil XII beschrieben werden, wovon das Profil XI nur ein ergänzender Teil ist.

Der Ausgangspunkt des Profils XII ist das im SE, längs des bischöflichen Gartens gegen die Stadt laufende Kaszatal. Aus diesem steigt das Profil auf den S-lichen Fortsatz des Kálváriadomb, dann durchquert es die bischöfliche Meierei, die Csermák-utcza, dann die Kádár-, Kupa- und Kigyó-utcza und erreicht schliesslich die Steinbrüche am Jeruzsálemhegy. In seinem weiteren Verlaufe zieht es über die Steinbrüche und den Sintérdomb hinab in das Sédtal bei Kiskut, dann erreicht es über den linken Abhang des Tales den Marktplatz am Temetőhegy und weiter die Landstrasse nach Márkó, die zugleich der NW-liche Endpunkt des Profils ist. Von diesem letzten Abschnitt des Profils (durch den Temetőhegy) war bereits die Rede.

Der Kálváriadomb besteht aus gut geschichtetem Dolomit, welcher mit jenem am Jeruzsálemhegy eine schwache Synklinale bildet. Fossilien gingen aus diesem Dolomit nur an der W-Ecke des Eklézsiariedes hervor, wo er Megalodensteinkerne und Gastropodenabdrücke führt. Hier fällt er unter 30° gegen SW ein. In vorwiegend S-lichem und SE-lichem Einfallen findet er sich in der ganzen oben erwähnten Gassenreihe des Jeruzsálemhegy. Sein Verhältnis zu den Mergeln am Jeruzsálemhegy wurde in der Kádár-, Kupa- und Szél-utcza beobachtet, da hier die Hauptbruchlinie durchzieht. Der Dolomit fällt überall gegen S oder W, der Mergel aber gegen S oder E ein.

Der Hauptdolomit kommt, wie bekannt, W-lich vom Judenfriedhofe am Jeruzsálemhegy neben den W-lichen Randdolomit des Sintérdomb zu liegen, der hier gegen NE einfällt. Die Richtung der Verwerfungslinie zwischen den beiden Dolomiten wird auch durch die starken Gleitflächen an den Böschungen der erwähnten kleinen Einsenkung angedeutet.

Jedoch war die Beobachtung der gegenseitigen Lage der Mergel und des Hauptdolomits auch hier bloss in den schmalen Wasserleitungsgräben möglich und hauptsächlich diesem ungünstigen Umstande ist es zuzuschreiben, dass aus den verhältnismässig höchsten zutage liegenden Partien des Mergels von Veszprém keine Fossilien vorliegen. Um so mehr Versteinerungen gingen jedoch aus der darunter folgenden Gruppe hervor, deren Bänke hier abgebaut werden.

Das Profil XI, welches auf Grund eines seither ausgebeuteten Steinbruches auf einem Baugrunde der Templom-utcza (Nr. 757) verfertigt wurde, veranschaulicht gerade die Gliederung dieser Gruppe. Dieses Profil wurde dann noch mit den

Schichtenreihen mehrerer anderer Steinbrüche kontrolliert, und so überzeugte ich mich nach Möglichkeit von der Richtigkeit des Profils. Dies ist zugleich der Punkt, wo ich an mehreren Steinplatten die in paläontologischer Beziehung so wichtigen Reste der Reptilie *Placochelys placodonta* sammelte.

Die Schichtenreihe des Profils ist folgende:

a) An der Basis des Aufschlusses lagert — wie bereits bei der Beschreibung der Dolomite am Jeruzsálemhegy erwähnt wurde — gewöhnlich eine weisslichgraue, etwas gelblich getönte, sehr harte und mächtige Dolomitbank. Feuersteinknollen und Adern sind darin nichts Seltenes. Es fanden sich darin einige schlechte Spiriferinenfragmente (*Sp. Bittneri* Frech), sonst jedoch nichts. Freilich ist das Sammeln infolge der Härte des Gesteins sehr schwierig. Darüber findet sich

b) in 2—3 dm Mächtigkeit ein weicher Mergel. Dieser wird hier als „unreifer Stein" bezeichnet. Nach aufwärts geht der Mergel in feste Schichten über. Dies sind dunkelgraue, öfters bläulich graue, gelblich verwitternde, 1—5 dm mächtige, ebenfalls mergelige Kalksteinbänke mit Hornsteinknollen. Zwischen die Schichtflächen fügt sich ein gelber Mergel mit glatter Oberfläche ein. Aus diesem Mergel gelangten 1—2 Exemplare von *Spiriferina Bittneri* Frech, *Solenomya Semseyana* Bittn. und schlechte *Trachyceras-* und *Pecten*-Abdrucken zutage. Auch ein 32 cm langes, flaches, schwach sichelförmig gebogenes Knochenfragment fand sich in der einen Mergellage. Es dürfte ein Rippenrest sein.

Dann sind in den Kalksteinbänken nicht selten auch ganz verkohlte Pflanzenreste anzutreffen, die sich jedoch nicht einmal annähernd bestimmen lassen.

Das Gestein ist bituminös, seine ganze Mächtigkeit beträgt gute zwei Meter.

c) Hierauf folgt eine etwa 5 cm mächtige, gelbliche oder grauliche, etwas sandige Mergelschicht, die im übrigen das Hauptlager von *Solenomya Semseyana* ist. Hier ist an den einzelnen Mergelplatten kaum ein Punkt, an dem sich nicht ein Muschelabdruck befände. Ausserdem sammelte ich hier noch mehrere Abdrücke von

Protrachyceras sp. ind.

sowie je einen Flossenstachel der Fische

Neumacanthus Lóczyi Jaek. und
Hybodus Laczkói Jaek.

d) Im Hangenden des Solenomyenmergels folgt wieder eine im grossen ganzen dem Gliede *b)* ähnliche Schichtengruppe in gut 3 m Mächtigkeit. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten der Gruppe nimmt jedoch gegen aufwärts ab, während jene des zwischenlagernden Mergelmittels zunimmt. Auch die Bänke selbst werden mergeliger. Interessant sind in diesen Bänken einzelne harte, knollenartige Gebilde. In das zumeist gelbliche oder graue, mergelig-kalkige Bindemittel sind nämlich einzelne graublaue Knollen eingebettet, die zuweilen zwischen zwei Bänken platznehmen, so dass sich die Bänke an solchen Stellen nicht einmal von einander trennen. Die Knollen sind, obzwar sie sich abgesehen von der Farbe, in nichts von dem Gestein der Bänke zu unterscheiden scheinen, dennoch viel härter, ja dermassen fest, dass sie kaum zerschlagen werden können. Zuweilen sind darin an Korallen erinnernde runde, schmutzigweisse Durchschnitte zu beobachten; ein andermal wieder lassen sie Kieselsäuregehalt vermuten.

In diesem Gliede sind Fossilien bereits häufiger. Ich sammelte daraus:

Aspidura raibliana POULA
Thecospira Semseyi BITTN.
Spiriferina Bittneri FRECH
Avicula cf. *Böckhi* BITTN.
Cassianella angusta BITTN.
Lima austriaca BITTN.
Solenomya Semseyana BITTN.
Protrachyceras sp. ind.
Placochelys placodonta JAEK. (1 Zahn)
Trematodiscus Tommasii PAR.

Auf dieses Glied folgt dann jene Gruppe, welche am Jeruzsálemhegy die meisten Fossilien lieferte (*e—g*). Dies ist eine $^1/_2$ m mächtige, graue, stellenweise gelbliche und bröckelige Mergelablagerung, in der sich sehr kleine kalkige Knöllchen zeigen.

Eine gewisse Gliederung lässt sich in dieser Gruppe zwar beobachten, indem die erwähnten Kalkknöllchen in den tieferen Horizonten seltener sind als in den höheren, wo sie sehr häufig werden, ferner da auch Kalkschichten den Mergel durchziehen ; doch ist die Fauna der Gruppe sehr vermischt, weshalb sie zusammengefasst aufgezählt werden soll. Die Bezeichnung *e*), *f*) und *g*) wurde hauptsächlich nur deshalb gebraucht, um die Fundstelle des Placochelys, sowie ein reiches Gastropodennest bezeichnen zu können. Es soll jedoch bemerkt werden, dass die Mikrofauna vom Jeruzsálemhegy am stärksten in der obersten Partie des Horizontes *f*) entwickelt ist.

Ein sehr interessantes Fossil der Gruppe bildet *Physocardia Hornigi* BITTN.,[1] das ich nur aus dieser Gruppe kenne, das aber hier wirklich massenhaft auftritt. Die Form findet sich in den verschiedensten Grössen. Es gibt nuss- bis faustgrosse, beschalte Exemplare und auch Steinkerne, die sich aus dem bröckeligen Mergel leicht befreien lassen.

Minder günstig lagen die Reste von *Placochelys*. Nur einzelne Endgliedpartien und einige Wirbel befanden sich in dem weichen Mergel, während der Schädel und das Schild in einer harten, kalkigen Schicht lag, und diese Teile liessen sich nach der Mitteilung JAEKELS nur nach langwieriger mühevoller Arbeit befreien (vergl. Fig. 10). Sämtliche Reste wurden aus einem etwa 1 m^3 grossen Blocke gesammelt.

Nebenbei soll bemerkt werden, dass ich auch auf dem Grunde des Gestüts am Ende der Kőbánya-utcza einen *Placochelys*-Schädel fand. Die Fundstelle desselben entspricht dem Gliede *d*) des Profils XI.

Das Material der Glieder *e*)—*f*) des Profils XI lieferte ich unter der Bezeichnung Conchodon-Mergel ein. Daher kommt es, dass man bei der Aufzählung der Fundorte im paläontologischen Anhang der Balatonmonographie auch diese Bezeichnung antrifft. Die Fauna der Gruppe *e*)—*g*) ist folgende:

Triadocrinus ? sp. ind.
Cidaris alatus subalata BATH.
Cidaris cf. *Waechteri* WISSM.
Celyphia submarginata MSTR. sp.

[1] BITTNER beschrieb die Art unter dem Namen *Craspedodon Hornigi* (Lamellibr. a. d. Trias d. Bakony, S. 8), FRECH (Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläont. 1902. II, S. 128) wies auf Grund seiner neuesten Untersuchungen nach, dass die Gattung *Craspedodon* überflüssig, und der Namen übrigens bereits okkupiert ist und stellt die Art deshalb zur Gattung *Physocardia* (WÖHRMANN: Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1893, S. 671).



Fig. 10. Der Fundort von *Placochelys placodonta* in den Steinbrüchen am Jeruzsálemhegy bei Veszprém.

Montlivaultia Lóczyana PAPP.
Thecosmilia Rothpletzi WÖHRM.
Thamnastraea rectilamellosa WINKL.
„ cf. *delicata* REUSS
Monotrypa Böckhiana VIN
„ (*Dianulites*) *patera* VIN.
Cyrtina Lóczyi BITTN.
Spiriferina Bittneri FRECH
Spirigera (? *Dioristella*) *balatonica* BITTN.
Rhynchonella arpadica BITTN.
Waldheimia ex. aff. *Damesi* BITTN.
Aulacothyris cfr. *Zirlensis* WÖHRM. sp.
Avicula arcoidea BITTN.
„ *pannonica* BITTN.
Pecten balatonicus BITTN.
„ *praemissus* BITTN.
„ *subdivisus* BITTN.
„ *inconspicuus* BITTN.
„ *janirulaeformis* BITTN.
„ *veszprémiensis* BITTN.
Limea cfr. *Protei* MSTR.
„ *margineplicata* KLPST. sp. var. *maior* BITTN.
Gervilleia Bouéi HAU. var. *obliquior* BITTN.
Gervilleia angusta GOLDF.
„ *ensis* BITTN.
Lima (*Mysidioptera*) *Kochi* FRECH
Mysidioptera spinescens BITTN.
„ *baconica* BITTN.
„ *multicostata* BITTN.
„ *similis* BITTN.
„ *incurvostriata* WÖHRM. sp.
Mysidioptera Laczkói BITTN.
Mytilus acutecarinatus BITTN.
Lithophagus (?) *triadicus* BITTN.
Nucula strigilata GOLDF.
„ cfr. *carantana* BITTN.
Cardita Pichleri BITTN.
Physocardia Hornigi BITTN. sp.
Gonodus Mellingii HAU.
Emarginula Münsteri PICT.
Worthenia subpunctata LBE.
„ *Joannis Austriae* KLST.
„ n. f. *indet*

Kokenella costata MSTR.
Euomphalus cassianus KOK.
Eucycloscala margaritata KL.
Turbo Eurymedon LBE.
„ *haudcarinatus* MSTR.
Naticopsis involuta KL.
„ *elongata* MSTR.
„ sp.
„ sp. ind.
Hologyra aff. *involuta* KL.
„ (*Fedaiella*) aff. *maculosa* KL.
Marmolatella Telleri KL.
Neritopsis armata MSTR.
Neritaria Mandelslohi? KLPST.
„ cfr. *similis* KOK.
Purpurina (*Angularia*) *pleurotomaria* MSTR.
Spirocyclina eucycla LBE.
Macrochilina cfr. *inaequistriata* MSTR.
Loxonema cfr. *arctecostatum* MSTR.
Pseudomelania goniophana KL.
Coelostylina conica MSTR.
„ *Stotteri* KLPST.
„ *Karreri* KL.
Trypanostylus cfr. *Konincki* MSTR.
„ aff. *Konincki* MSTR.
„ aff *pradeanus* KL
Omphaloptycha cfr. *Stoppanii* KL.
Euthystylus balatonicus KL.
Promathildia Winkleri KLPST.
„ *Hornigi* KL.
„ (?) *confluens* KL.
Glyptochrysalis anthophylloides KLPST.
Protorcula subpunctata MSTR. sp.
Nautilus (*Trematodiscus*) *Tommasii* PAR.
Pleuronautilus Semseyi FRECH
Protrachyceras sp. ind. aff. *baconicum* MOJS
Trachyceras triadicum MOJS.
„ sp.
Anasirenites Marthae MOJS.
Coelacanthus sp.
Placochelys placodonta JAEK.

In die oberen Partien dieser Gruppe sind zwischen die Mergelabsätze nicht selten grosse Kalkblöcke eingebettet, die von korallogener Natur sind, da sie grösstenteils aus Korallenfragmenten und teilweise auch aus Spongien bestehen; zwischen diesen finden sich auch viele andere Fossilien, vornehmlich Brachiopoden. Die Blöcke sind besonders innen kavernös und gerade an den Wänden der Höhlungen finden sich die besterhaltenen Fossilien. Ein solcher Block bestand fast ausschliesslich aus den langen, schlangenförmigen, verknüpften Ästen der schönen *Amblysyphonella Lóren theyi* VIN. Zwischen dem Flechtenwerk fanden sich einige Exemplare von *Thecospira Semseyi*, eine *Retzia* sp. ind., mehrere Exemplare von *Spirigera indistincta*, ferner 1—2 schöne Stücke von *Cassianella angusta*, eine *Mysidioptera spinescens*, ein *Pleuronautilus Semseyi*. Am Aufbau der korallogenen Blöcke nehmen hauptsächlich die Genera *Thamnastraea* und *Margarosmilia* teil.

Über der Gruppe *e)*—*g)* lagert gewöhnlich eine in der Mächtigkeit wechselnde, jedoch nicht über 3 dm starke, dunkler graue, scharf spaltende Kalksteinbank *h)*, die beim Aufsuchen der die Mikrofauna führenden Gruppe gute Anhaltspunkte gibt. Aus der Bank ging eine neue Varietät: *Gervilleia Bouéi* HAU var. *obliquor* FRECH hervor.

i) Auf diese Kalksteinbank folgt in fast $2^1/_2$ m Mächtigkeit endlich eine Mergel- und Kalksteingruppe, die dann bereits von dem mit Humus vermischten Trümmerwerk (*k*) bedeckt wird. Die Schichten der Gruppe *i)* sind viel dünner als die darunter liegenden. Die tieferen sind noch von ziemlich ruhiger Lagerung, während die höheren Schichten allmählich immer mehr gefaltet erscheinen, bis die der Oberfläche zunächst liegenden sogar in zahlreiche kleine Stücke zerfallen, was — wie erwähnt — der auf Einwirkung der Atmosphärilien eintretenden Volumvergrösserung zuzuschreiben ist.

Die erwähnten Korallenkalkblöcke der Gruppe *e)*—*g)* treten sporadisch auch noch hier auf; aus den oberen gefalteten Schichten sammelte ich bloss einige Brachiopoden, namentlich *Thecospira Semseyi* BITTN. *Retzia* sp. ind., *Spirigera indistincta* WISSM.

In dem Profil XI sind besonders zwei Horizonte hervorzuheben. Das eine ist der *Solenomya Semseyana* BITTN. Horizont, der zweite aber der Horizont mit *Physocardia Hornigi* BITTN. *Solenomya Semseyana* ist mir aus der Umgebung von Veszprém sonst nur vom Pribékkert bekannt, *Physocardia Hornigi* hingegen ging bisher nur aus den Schichten des Jeruzsálemhegy hervor, obwohl Megaloden mit ähnlich gedrehtem Wirbel, wie erwähnt wurde, auch an anderen Punkten des Gebietes auftreten. Nur die Exemplare vom Jeruzsálemhegy sind artlich sicher bestimmbar. Die erwähnten unbestimmbaren Exemplare sind schlecht erhalten und viel kleiner, als jene vom Jeruzsálemhegy, weshalb sich diese beiden Horizonte in den Mergeln von Veszprém heute noch kaum verallgemeinern will. Hingegen konnte wieder der an mehreren Punkten des Aufbruches der Mergel von Veszprém und auch bei Vámos vorkommende Megalodendolomit und sein Nachbar der Nuculamergel gerade am Jeruzsálemhegy nicht nachgewiesen werden, was die genaue Horizontierung dieses Mergels ungemein erschwert. Wenn man annimmt, dass der Horizont mit *Physocardia Hornigi* hier in Veszprém bereits über dem Megalodendolomit, also im Niveau der Torer Schichten lagert, so muss auch zu einer anderen widersprechenden Erscheinung am Jeruzsálemhegy Stellung genommen werden, nämlich mit dem Umstande, dass drei charakteristische Torer Formen, die auch in der Umgebung von Veszprém verbreitet sind, nämlich *Avicula aspera* PICH., *Pecten incognitus* BITTN.

(*filosus* Hau.) und *Ostrea montis caprilis* in der Faunenliste des Profils XI fehlen. Andererseits wieder treten hier Arten in grosser Anzahl auf, die entschiedene Cassianer Typen sind (*Palaeoneilo* ex. aff. *praeacutae, P. distincta, Avicula arcoidea, Limea margineplicata, L. Protei* usw., ferner zahlreiche Gastropoden, Echinodermen, Korallen, Spongien).

Jedoch selbst jenes Gestein (grauer Mergel mit gelben Kalzitadern durchzogen), in dem die Torer Formen andernorts vorkommen (Profil IV, Vámos usw.) und das von Bittner in Übereinstimmung mit den Opponitzer Kalken gebracht wird, die wieder den Torer Schichten äquivalent sind, ist mir von hier nicht bekannt. Wenn jedoch dieses Gestein hier am Jeruzsálemhegy dennoch auftritt, worauf das spärliche Auftreten von *Avicula aspera, Ostrea montis caprilis* tatsächlich hinweist, so kann dies nur im S-lichen, bebauten Teile des Gebietes der Fall sein. Dass es aber im N-lichen Teile des Jeruzsálemhegy, der heute durch die Steinbrüche gut aufgeschlossen ist, nicht vorkommt, das lässt sich wieder durch das SE-liche Einfallen der tektonischen Tafel des Jeruzsálemhegy, sowie durch jene nachträgliche Abrasion erklären, die diese Schichten von dem N-lichen Teil der Tafel entfernte. In diesem Falle muss natürlich auch angenommen werden, dass die ganze Schichtengruppe des Profils XI unter dem Dolomit mit *Megalodus carinthiacus* lagert, d. h. dass sie nicht mit den im engeren Sinne genommenen Torer-Opponitzer Schichten äquivalent ist, sondern dass sie das höchste Glied der Raibler-Cassianer Mergelgruppe von Veszprém darstellt.

Als auffällige Erscheinung muss noch angeführt werden, dass in der Fauna des Profils XI kaum einige Brachiopoden enthalten sind, während diese Formen an anderen Punkten des Jeruzsálemhegy gerade am häufigsten vorkommen.[1]

Dieser obere Horizont ist infolge seiner dünnen Schichtung und seiner ungemeinen Zerklüftung als Bruchstein nicht brauchbar, weshalb dieses Gestein gewöhnlich nur abgetragen und am Rande der Steinbrüche angehäuft wird. Hier verwittert es mit der Zeit vollständig, worauf die Fossilien dann durch den Regen herausgewaschen werden, und frei in dem Trümmerwerk vor Augen treten.

Für das massenhafte Auftreten der Brachiopoden vom Jeruzsálemhegy in diesem Horizont scheint noch ein anderer Umstand zu sprechen. Es wurde erwähnt, dass sich während der Steinbrucharbeiten hier häufig mit Korallen und Spongien durchzogene Kalksteinblöcke finden, in denen auch diese Brachiopoden keine sporadischen Erscheinungen mehr sind. Doch finden sich an einem Punkte des Jeruzsálemhegy, auf dem Grunde Szél-utcza 20 auch ganz mächtige Bänke, deren Material sich von jenem der erwähnten Blöcke in nichts unterscheidet. Und dieses gebankte Gestein, das wegen seiner Härte nicht gebrochen wird, ist bereits angefüllt mit den fraglichen Brachiopoden. Infolge der Festigkeit des Gesteins lassen sich die Fossilien jedoch daraus nicht befreien. Die ganze Bildung deutet trotz ihrer bankigen Struktur auf koralligenen Ursprung. Dies dürfte jener harte Kalkstein Beudants sein, von dem

[1] Dieser Umstand widerspricht der Ansicht, wonach die Raibler Brachiopoden von Veszprém in den kalkigen Ablagerungen massenhafter auftreten (z. B. im Profil von Veszprém—Jutas), während ihre Zahl in den Mergeln abnimmt (Lethaea II. Medit. Alpine Trias S. 427.) Solche Arten sind besonders *Rhynchonella Arpadica* Bittn., *Amphiclina squamula* Bittn., *Thecospira tyrolensis* Lor. sp. und *Th. Semseyi* Bittn., ferner *Terebratula julica* Bittn., *T.* aff. *piriformis* Suess u. a. Diese Arten treten wahrscheinlich im obersten (*i*) Horizonte des Profils XI am massenhaftesten auf.

jener Autor, wie erwähnt, berichtet, dass er aus einer zu hartem Kalkstein verfestigten Anhäufung von Muschelresten bestehe.

Es wurde bereits erwähnt, dass der Jeruzsálemhegy bei Veszprém der reichste Fundort von Fossilien der oberen Mergelgruppe von Veszprém bildet, u. zw. sowohl betreffs der Arten- als auch der Individuenzahl. Man darf jedoch deshalb nicht glauben, dass dies ein Eldorado für Fossiliensammeler ist. Gar häufig erreicht man auch nach mühevollem Suchen kein besonders glänzendes Resultat. Dies hat mehrere Ursachen. Einmal sind die wirklich fossilreichen Gruppen (z. B. *e*)—*g*) gerade nur an einigen Punkten aufgeschlossen, während sie sonst hoch oben an den Wänden der Steinbrüche, meist in 4—5 m Höhe lagern, also unzugänglich sind; dann ist das unbebaute Gebiet schon fast ganz ausgebeutet, die jüngeren fossilreichen Schichten abgetragen oder abgeschwemmt, die noch anstehenden Partien bebaut und der grösste Teil der alten Steinbrüche mit Trümmerwerk ausgefüllt. Daher kommt es, dass nicht wenige Fossilien ohne genauere Bezeichnung des Horizontes angeführt werden müssen. Diese aus dem Trümmerwerk gesammelten Fossilien bezeichnete ich mit „Jeruzsálemhegy im allgemeinen". Auch in Zukunft sind keine besseren Aussichten auf das Sammeln von Fossilien; schon heute steht die Sache — ein-zwei Punkte abgerechnet — so, dass man, wenn Steine gebrochen werden sollen, dies nur auf schon bebauten Hausgründen tun kann, was oftmals auch ganz vergebens ist, da viele solche Gründe, als ausgebeutete und aufgeschüttete ehemalige Steinbrüche erscheinen.

Der Physocardienmergel tritt ebenso in dem Steinbruche am Baugrunde Templom-utcza 11 auf, wo nebst mehreren am Jeruzsálemhegy häufigen Formen auch ein *Placochelys* Zahn gefunden wurde; weiterhin ist er zwischen der Kigyó- und Kupa-utcza im sog. Scheéle-Garten entwickelt, wo vor einigen Jahren noch Steine gebrochen wurden; heute jedoch ist auch diese Stelle bebaut oder bepflanzt.

Der Jeruzsálemhegy im allgemeinen. Hier folgt die Liste jenes Versteinerungsmaterials, das zwar aus den Mergeln am Jeruzsálemhegy stammt, dessen Fundort jedoch, wie erwähnt, nicht näher bestimmt werden konnte, da es teils von mir, teils von meinen Schülern aus dem Trümmerwerk gesammelt wurde. In der Liste fehlen jene Arten, die bereits in der Fauna des Profils XI aufgezählt wurden.

Oculospongia ? sp. ind.
Peronidella n. sp.
„ sp. ind.
Corynella Rauffi VIN.
Myrmecidium (?) Hindei VIN.
Leiospongia aff. *subcariosa* MSTR.
„ *Hornigi* VIN.
Cryptocoelia cfr. *Zitteli* STEINM.
Lóczya cryptocoelioides VIN.
Nov. gen. et spec.
Oligocoelia Zitteli VIN.
Amblysiphonella n. sp.
Craspedophyllia gracilis LBE.
„ *cristata* VOLZ
„ *alpina* LOR.
Montlivaultia radiciformis MSTR.
„ *obliqua* MSTR.
„ *montis Hierosolymorum* PAPP.
Margarophyllia capitata MSTR.
„ *Michaelis* VOLZ
„ *Richthofeni* VOLZ
„ *crenata* MSTR.
Stylophyllum praenuntians VOLZ
Isastraea plana LBE.
„ *Bronni* KLPST.
„ *Gümbeli* LBE.
Thesosmilia badiotica VOLZ
„ *granulata* KLPST.
„ *sublaevis* MSTR.

Thesosmilia subdichotoma Mstr.
Margarosmilia Zieteni Klpst.
„ *Zieteni* Klpst. var. *confluens* Mstr.
Margarosmilia Richthofeni Volz
„ *Hintzei* Volz
Pinacophyllum gracile Mstr.
Cyathocoenia Andreaei Volz
Chorisastraea Beneckei Frech
Omphalophyllia Laubei Volz
„ *recondita* Lbe.
Omphalophyllia radiciformis Klpst.
„ *Zitteli* Volz
„ *Bittneri* Volz
Thamnastraea Frechi Volz var. *baconica* Papp.
Dimorphastraea Laczkóiana Papp
Astraeomorpha Pratzi Volz
Toechastraea Oppeli Lbe.
Myriophyllia dichotoma Klpst.
„ *Mojsvári* Volz
„ *gracilis* Lbe.
„ *badiotica* Lor.
Pachypora Lóczyana Vin.
„ *dubia* Vin.
Chaetetes Semseyi Vin.
Monticulipora (Heterotrypa) Hornigii Vin.
Monticulipora Bittneri Vin.
Monotrypa (Monotrypella) hirsutomuralis Papp
Monotrypa (Dianulites) Pappi Vin.
„ *(Diatrypella) capulus* Vin.
„ „ *baconica* Vin.
„ *(Diatrypella) decipiens* Vin.
Stenopora (?) *Kochi* Vin.
Stromactinia triasica Vin.
Isocrinus tyrolensis major. Bath
„ „ var. α) Bath.
„ *candelabrum* Bath.
„ *Hercuniae* Bath.
Miocidaris plana Bath.
Triadocidaris praeternobilis Bath.
Actinocidaris radians Bath.
„ ? sp.
Mesodiadema incinctum Bath.
Mesodiadema margaritatum Bath.
„ *(Diademopsis) latum* Bath.
Anaulocidaris testudo Bath.
Cidaris alata poculiformis Mstr.
„ *dorsata marginata* Mstr.
„ *decorata* Mstr.
„ *fustis* Lbe.
„ *penna* Bath.
„ *parastadifera* Bath.
„ cf. *Waechteri* Wissm.
„ cf. *Wissmanni* Mstr.
„ *decoratissima* Bath.
Radiolus lineola var. *major* Bath.
„ „ var. *minor* Bath.
„ „ *penna* Bath.
Polypora (?) sp. ind.
Stomatopora dubia Papp
Fascicularia triasina Vin.
Ceriopora pannonica Papp
„ *spongicola* Vin.
„ *Böckhiana* Vin.
„ *baconica* Vin.
Amphiclina squamula Bittn.
Thecospira arenosa Bittn.
„ *tyrolensis* Lor. sp.
„ *Semseyi* var. *pyxidaria* Bittn.
Thecospira Andreaei Bittn.
Retzia aracanga Bittn.
„ *Lóczyi* Bittn.
„ *(Athyris) Wissmanni* Mstr. sp.
„ *sufflata* Mstr. sp.
„ indet.
„ *tricostata* Mstr. sp
Terebratula julica Bittn.
„ aff. *piriformis* Suess
Waldheimia (Cruratula) veszprémica Frech
Avicula aspera Pichl.
„ *Böckhi* Bittn.
„ *Hofmanni* Bittn.
Pecten aff. *Saccoi* Par.
„ cfr. *auristriatus* Mstr.
„ *(Chlamys?) Desiderii* Bittn.
„ *margaritiferus* Bittn.
„ *transdanubialis* Bittn.
„ *subalternicostatus* Bittn.

Lima (*Plagiostoma*) sp. ex aff. *subpunctatae* Orb.
Gervilleia angulata Mstr.
Pinna spec.
? *Pinna* spec.
Dimyopsis intusornata Bittn.
„ *plana* Bittn.
Placunopsis sp.
Enantiostreon hungaricum Bittn.
„ „ var. *inversa* Bittn.
Terquemia sp. ind.
Mysidioptera Grembichii Bittn.
Macrodon juttensis Pichl
Myophoria inaequicostata Klpst.
? *Cuspidaria* cfr. *semiradiata* Stopp sp.
Cuspidaria gladius Lbe. sp.
Stuorella subconcava Mstr.
Kokenella Laczkói Kl.
Astralium turritum Kl.
Naticopsis sp.
Delphinulopsis binodosa Mstr.
Neritaria? sp.
Purpuroidea cfr. *applanata* Kl.
Turritella cfr. *Bernardi* Kl.
Loxonema arctecostatum? Mstr.
„ *modestum* Kl.
„ *Arpadis* Kl.
Pseudomelania subterebra Kl.
Oonia cfr. *subtortilis* Mstr.
Coelostylina Fedrighinii Stopp.
„ *Hörnesi* (J. Böhm).
„ *solida* Kok.
Spirostylus subcolumnaris Mstr.
Trypanostylus cfr. *geographicus* Stopp.
Trypanostylus triadicus Kl.
„ indet.
Omphaloptycha aff. *turris* Stopp.
Hypsipleura cfr. *subnodosa* Klpst.
Undularia cfr. *scalata* Schloth.
Katosira veszprémiensis Kl.
Promathildia hungarica Kl.
„ *subcancellata* Mstr.
Euchrysalis cf. *alata* Kl.
Palaeotriton venustus Mstr.
Nautilus sp. ind.
Trachyceras (*Protr.*) *Attila* Mojs.
„ „ „ „ var. *robusta* Frech
Trachyceras sp. ind.
„ *austriacum* Mojs.
„ sp.
Sirenites Iphigeniae Mojs.
Zanclodon? sp.
Stegocephalus (Spuren)
Placochelys placodonta Jaek. (Zähne).

Als Flora treten gewisse Algen (*Gyrochorda, Crossochorda*) auf. Solche blieben besonders an der Oberfläche härterer kalkiger Gesteinsarten erhalten und erheben sich in Form von langgezogenen Flechten aus dem Gestein. Ebenso kam auf einer Trachyceras führenden Steinplatte ein kleines Koniferenzweigchen vor. Schliesslich kommen auch einzelne ursprünglich dickere, jetzt jedoch papierdünn gedrückte Astteile vor, wovon jedoch nicht einmal die Abdrücke bestimmbar sind.

Die NW-liche Partie des Profils durch den Jeruzsálemhegy, die bereits auf das inke Sédufer fällt, führt uns jene Ausbildung der dolomitischen Fazies der karischen Bildungen von Veszprém vor Augen, die bei Beschreibung des Profils VIII vom Temetőhegy bei Veszprém und vom Marktplatz am Temetőhegy erwähnt wurde.

k) Gulyadomb.

Es wurde erwähnt, dass sich die Bruchlinie vom Fejestal am W-Fusse des Sintérdomb durch das Fejestal zieht. Dieser Bruch trennt den Sintérdomb von dem W-lich von ihm gelegenen Gulyadomb.

Der Gulyadomb ist ein gegen W langgestrecktes Plateau, das im S durch die Hauptbruchlinie auf dem Riede Nyulkertek, im W und N aber durch das Sédtal eingeschlossen wird. Das solcherart umgrenzte Gebiet besteht bereits fast ausschliesslich aus Dolomit.

Auch wurde früher erwähnt, dass an der NE-lichen, dem Sintérdomb zugekehrten Ecke dieses Plateaus, u. zw. bereits oben, an seinem oberen Rande Cassianer Brachiopoden (*Spiriferina quadriplecta* Mstr. sp. und *Koninckina Leonhardi* Wissm. sp.) gefunden wurden. Dieser Horizont zieht, wie bekannt, am Fusse des benachbarten Sintérdomb entlang. Der Niveauunterschied erklärt sich durch die längs des Bruches im Fejesvölgy erfolgte Verwerfung, bezw. durch die Erhebung der Masse des Gulyadomb an der Verwerfung.

Wenn man nun von dieser NE lichen Dolomitecke gegen W fortschreitend die Dolomite des Plateaus betrachtet, so zeigt sich in erster Reihe, dass sie nach und nach eine deutliche Schichtung annehmen und in mächtigen Bänken unter 20° und noch steiler gegen NW einfallen. In diesen geschichteten Dolomiten finden sich ebenso wie oben am Sintérdomb Trachyceraseindrücke, jedoch viel spärlicher als dort. Auch aus der stratigraphischen Lage lässt sich nichts anderes schliessen, als dass sie mit dem oberen Dolomit des Sintérdomb äquivalent sind.

In dergleichen Dolomitgruppe fanden sich auch noch andere Fossilfragmente: zwei Myophorien, ein Pecten und zwei Gastropoden, doch liessen sich auch diese nicht näher bestimmen.

Noch weiter gegen W bereits fast in der Mitte des Profils tritt ein Dolomit auf, der durch seine rauchgraue Farbe, durch seinen grösseren Kalkgehalt und seine Fossilführung auffällt. An Fossilien kommen darin kleine Megalodensteinkerne vor. Es ist dies ganz dasselbe Gestein, das man auch bei Vámos in dem Profil durch den Hegyesgyür, dann im Temetőriede bei Vámos, ferner im Láncziriede, in den Eisenbahnprofilen, am Szalaydomb und auf dem Marktplatze am Temetőhegy, gegenüber dem Gulyadomb antrifft. Es ist also der Raibler *Megalodus carinthiacus*-Horizont.

Weiter gegen das Hangende findet sich ein schmaler, dolomitischer Mergelstreifen, aus dessen Gestein ausser zwei unbestimmbaren Pectenabdrücken die von Frech determinierte *Avicula Stopanii* Tomm. zutage gelangte.[1] Dann folgt neuerdings Dolomit, bis schliesslich bereits nächst der W-Ecke des Plateaus wieder mehr mergelige Schichten zutage treten, die dann korkordant von gut geschichteten Dolomiten mit allen charakteristischen Merkmalen des Hauptdolomits überlagert werden.

In dem mergeligen Gestein im Liegenden des Hauptdolomits sind Fossilspuren nicht selten; besonders kleine Cidarisstacheln und Brachiopodendurchschnitte oder Auswitterungen zeigen sich an der Oberfläche des Gesteins Das fossile Material eines solchen dolomitisch mergeligen Gesteins ist jedoch gerade möglichst schlecht und deshalb konnte ich damit ebenso wie mit ähnlichen Gesteinen anderer Gebiete nichts anfangen. Da jedoch die stratigraphische Lage des Gesteins ausser Zweifel

[1] Solange ich nicht wusste, dass es auch innerhalb der Raibler Gruppe von Veszprém einen Megalodenhorizont gibt, solange mir ferner die Raibler Schichten an der W-Ecke des Gulyadomb, also im Hangenden des letzteren Horizontes nicht bekannt waren, hielt ich diese Form tatsächlich für ein Fossil aus dem Hauptdolomit und sendete dasselbe auch in solchem Sinne bezeichnet an Prof. Frech. Daher kommt es, dass auch Frech dieses Fossil als eine Form aus dem Hauptdolomit beschreibt (Neue Zweischaler S. 46), wenngleich er meine Angabe über den Fundort ebenfalls bezweifelt (Ebendort).

steht und weiterhin sich in der Streichrichtung jenseits des Sédflusses am Marktplatz auf dem Temetőhegy sichere Raibler (bezw.-Torer) Schichten finden, so muss die in Rede stehende Ablagerung ohne Zweifel zum obersten Horizont der Mergel von Veszprém gestellt werden.

Der Gulyadomb würde zugleich die vollständigste Schichtenreihe der Mergelgruppe von Veszprém liefern. Leider bestehen diese Ablagerungen, deren Mächtigkeit 350 m erreicht, fast ausnahmslos aus Dolomiten, so dass nicht allzuviel Hoffnung auf eine genauere Gliederung vorhanden ist.

Auch erscheint es schliesslich nicht unmöglich, dass hier ebenso das tiefste Glied der Mergel von Veszprém (Schichten *a*)—*b*) der Profile VI und VIII auf der beigefügten Tafel) in Form von Dolomit ausgebildet ist, da der Cassianer Brachiopoden führende Dolomit des Gulyadomb verhältnismässig hoch liegt, so dass die darunter lagernden Dolomite (am E-lichen Fusse des Gulyadomb) infolge ihrer Lage tatsächlich Äquivalente der erwähnten Mergel *a*)—*b*) zu sein scheinen.

Die Schichtenreihe des Gulyadomb verschwindet gegen SW, in der Richtung des Sashegy am Hauptbruche von Veszprém, der an der SW-Ecke des Gulyadomb, am N-Rande des Dolomitplateaus, das sich hier zwischen der Militärschiesstätte und der Mühle Sashegyi malom erhebt, infolge des verschiedenen Streichens der Dolomite des Sashegy (dort NE—SW, hier N—S) leicht kenntlich ist.

Hier muss erwähnt werden, dass mir SW-lich vom Gulyadomb, also im Streichenden der Schichtenfolge des Hügels noch eine Stelle bekannt ist, wo die Mergel von Veszprém auf unserem Gebiete in dolomitischer Fazies auftreten. Es ist dies an jenem Punkte der Fall, wo die S-liche Grenze des Gebietes durch die Landstrasse Veszprém – Nagyvázsony gekreuzt wird. Die Entfernung vom Gulyadomb beträgt nahezu 8 km. Dort, wo die Landstrasse SW-lich von dem erwähnten Punkte in das abflusslose Becken zwischen dem Öregegyházmája und dem Szárhegy bei Vámos abzufallen beginnt, finden sich rechter Hand grössere Steinbrüche. Diese Steinbrüche wurden in Dolomit eröffnet, in dem grosse Gastropodendurchschnitte auftreten. Gegen das Hangende der Dolomite auf den Äckern kommen jedoch auch mehr mergelige Gesteinsstücke vor. Wohl erhaltene Fossilien fanden sich in denselben, abgesehen von einem Megaloden mit gedrehtem Wirbel und Brachiopodendurchschnitte, nicht, doch stimmt das Aussehen des Gesteins dermassen mit mehreren entschieden Raibler Mergeln der Umgebung von Veszprém überein, dass ich glaube annehmen zu dürfen, dass die hier aufgeschlossenen Dolomite und dolomitischen Mergel ebenfalls noch obertriadisch sind.

Diese Gesteine ziehen von der Landstrasse zum Fusse des Szárhegy, wo sie endgültig verschwinden. Geringe Spuren finden sich noch am S-lichen und E lichen Fusse des Öregegyházmája genannten Dolomitkegels.

Am S-lichen, längs der Landstrasse befindlichen Fortsatze des Szárhegy findet sich auf den Äckern auch Gastropoden führender Süsswasserkalk.

*

Endlich sollen hier noch einige Arten aufgezählt werden, die Bittner ebenfalls aus den Mergeln von Veszprém, jedoch ohne nähere Bezeichnung des Fundortes anführt:

Thecidium sp. (an. *Thecospira?*)
Spiriferina ex aff. *fragilis* Schloth. sp.

Retzia cf. *lyrata* Mstr. sp.
Retzia nov. sp.
Rhynchonella Arpadica Bittn.
Rhynchonella tricostata Mstr. sp.
Macrochilina sp.
Omphaloptycha cf. *Ludwigi?*
Isculites cf. *obolinus* Bittn.

8. Der Bakony in der Umgebung von Veszprém.

Die von Böckh l. c. S. 146, dann von Frech (Neue Cephalopoden S. 134) und schliesslich von Arthaber (Lethaea S. 429) durchgeführte Gliederung der Bildungen, die auf das oberste Glied der karnischen Stufe des Bakonygebirges im weiteren Sinne folgen, entspricht auch den Verhältnissen in und um Veszprém tatsächlich am besten. Alle drei Autoren unterscheiden einen unteren Abschnitt, den Hauptdolomit und einen oberen, den Dachsteinkalk im engeren Sinne. Jener wird in die norische, dieser in die rhätische Stufe eingeteilt.

Der Hauptdolomit ist, wie erwähnt, das vorherrschende Gestein des Gebietes. Die grosse Verbreitung und die Verstreutheit der Beobachtungspunkte erschwert die einheitliche Beschreibung der hier nachweisbaren Horizonte ungemein, weshalb es mir zweckmässig erscheint, auch das Obertriasgebiet zu zergliedern und die an einzelnen Punkten gemachten Beobachtungen in Profile zusammenzufassen; doch muss vorausgeschickt werden, dass meine bisherigen Beobachtungen keineswegs hinreichen, um auf Grund derselben in den einzelnen Gebieten regelrechte, die Gliederung, die Mächtigkeit der Bildungen, die tektonischen Verhältnisse vor Augen führende Profile zu konstruieren.

Über die Hauptdolomite S-lich vom Bruche von Veszprém und N-lich von jenem von Litér ist nach den Darlegungen bei Beschreibung der tieferen Trias, nichts weiter zu berichten. Rhätische Ablagerungen sind mir aber von hier überhaupt nicht bekannt. Es muss also nur noch der Hauptdolomite in der Umgebung von Veszprém gedacht werden. Was aber das Gebiet N-lich vom Bruche von Veszprém betrifft, so soll dasselbe in zwei Partien getrennt werden. Der eine Teil umfasst die zwischen dem von Eplény gegen Rátót ziehenden Határvölgy und dem ebenfalls von Eplény bis Hajmáskér ziehenden Malom-, bezw. Aszóvölgy sich erhebenden, SE-lich streichenden Kämme des Ámos und Tobánhegy und dessen Seitenzweige. Der andere Teil bildet die Gruppe des Papod- und Gyöngyöshegy. Dieses Gebiet erstreckt sich vom erwähnten Határvölgy gegen W bis zum Neogenbecken von Herend. Eine besondere Beschreibung beansprucht schliesslich der auf unser Gebiet fallende Teil des S-lich vom Becken von Herend sich erhebenden Gebirges von Szentgál.

a) Veszprém.

Das obere Schlussglied der Profile von Veszprém ist der Hauptdolomit, welcher mit der darunter lagernden mergeligen Gruppe in Konkordanz lagert. Am wichtigsten ist jedoch der Hauptdolomit des Profils VI, da am besten aufgeschlossen ist. Man kann ihn längs des ganzen Aranyostales studieren. Er bildet eine durchwegs gut

geschichtete Ablagerung. An fossilen Einschlüssen ist er im allgemeinen arm, doch gibt es einen Horizont, welcher zahlreiche Fossilien führt. Auch dies sind jedoch lediglich Steinkerne oder leere Abdrücke. Die unterste Partie erwies sich übrigens als fossilleer und führt erst etwa im mittleren Abschnitt des Tales, oberhalb der Mühle Pozsgay-malom, dort wo die Bänke gegen W einfallen, Gastropodenreste. Weiter oben in der Nähe des Überganges von Robozhid gelangten daraus einige Exemplare der neuen Art *Amauropsis Hantkeni* Kl. zutage. Gastropoden treten darin übrigens auch weiterhin auf, jedoch bloss äusserst spärlich. Bei der Talmündung in den dortigen Aufschlüssen (vergl. Fig. 11) findet sich jener Abschnitt, dessen einzelne Schichten ganze Massen von Megalodensteinkernen führen. Dies ist derselbe Horizont,



Fig. 11. Der Steinbruch im Aranyostal bei Veszprém.

den ich auch am Sukoróhegy bei Vilonya entdeckte. Von hier stammen folgende Arten:

Trigonodus (?) *postrablensis* Frech
Megalodus cf. *triqueter* Wulf. sp.
" cf. *triqueter* mut. nov. *dolomitica* Frech
Megalodus cf. *triqueter* mut. nov. *pannonica* Frech
Megalodus Gümbeli Stopp.
Megalodus Lóczyi R. Hoern.
" *Laczkói* R. Hoern.
" *Hoernesi* Frech
" *complanatus* Gümb.
" *Böckhi* R. Hoern.
" *Böckhi* var. *aequivalvis* Frech.

In diesen Schichten kommen die Megaloden im allgemeinen nur in kleineren Exemplaren vor, so dass solche von der Grösse eines Apfels schon zu den selteneren Funden gehören; meist sind sie nur 3—4 cm, ja häufig bloss 1—2 cm hoch, u. zw. besonders die Exemplare von *Megalodus Lóczyi*. Leider sind es durchwegs Steinkerne. Da jedoch der Dolomit hier beständig gebrochen, ja sogar gesprengt wird, sind die Steinkerne zu jeder Zeit in grosser Menge zu sammeln.

Beachtenswert ist ferner, dass es besonders eine Bank gibt, die massenhaft

Megaloden führt. Auch ist zu bemerken, dass sich ausser diesen Muscheln in den Dolomiten fast keine fossilen Einschlüsse fanden, da ausser den aufgezählten Bivalvenarten nur spärlich auch Gastropoden auftreten, die jedoch lediglich in den seltensten Fällen brauchbar sind.

Diese Gruppe tritt ebenfalls am jenseitigen, W-lichen Abhang des Sédtales auf; weiter W-lich jedoch, auf der abradierten, mit Gras bewachsenen Weide Jutasi-legelő verliert sie sich. Ebenso auch gegen E, da die NE-lich streichenden Schichten in der Richtung der Eisenbahnstation Jutas unter den Wiesen von Miklád verschwinden.

Ausser dem Fundort im Aranyostal ist mir in der Umgebung von Veszprém kein nennenswerter fossilführender Dolomit bekannt, weshalb ich auf die Besprechung der Hauptdolomite von Hajmáskér übergehen will.

b) *Ámos-Tobán-Gruppe.*

Die Dolomite dieser Gruppe fallen in das Hangende der am Bruche von Veszprém zutage tretenden Mitteltriasglieder, doch stehen sie mit einander erst jenseits des Querbruches von Sóly auf dem Gebiet gegen Öskü in Zusammenhang. Diesseits des Bruches hat sich das Sédtal in sie eingeschnitten. Die Ortschaft Hajmáskér selbst erhebt sich bereits auf diesem Dolomit. Es muss jedoch bemerkt werden, dass es durchaus nicht ausgeschlossen ist, dass auch der Dolomit der Umgebung von Hajmáskér noch karnisch ist, da sich in dem für die Artillerie-Schiesstätte gebrochenen Material häufig den vom Fusse des Szárhegy erwähnten Gastropoden ähnliche Reste fanden; im Gastropodendolomit vom Szárhegy aber fanden sich entschiedene Spuren von Raibler Formen.

Der Dolomit ist übrigens gleich bei dem Sédtale sehr mächtig, da die fast 50 m tiefe Brunnenbohrung im Artilleriepark sich durchwegs in diesem Dolomit bewegte. Nach an Ort und Stelle eingeholten Erkundigungen brachte der Bohrer überhaupt kein anderes Gestein zutage. Die Dolomitbänke fallen unter 10—20° beständig gegen NW ein. Es gibt jedoch Stellen, wo der Einfallswinkel weniger als 10° beträgt.

Ein Gestein, das sicher als Hauptdolomit zu bezeichnen ist, wurde erst längs des NW-lich von der Ortschaft ziehenden Singarászótales, fast 1 km weit vom Sédflusse angetroffen. Hier sammelte ich einige Fragmente der auch in der Umgebung von Veszprém häufiger vorkommenden *Amauropsis Hantkeni.* Wie ich beobachtete, ist diese Schnecke die häufigste Form der bisher aus dem Hauptdolomit von Veszprém und Umgebung bekannt gewordenen Fauna. Die Gastropodenbänke fallen hier an einer Stelle gegen SW fast unter 40° ein, doch ist dies ein Ausnahmefall, da sie kaum 150 m weiter N-lich wieder unter 10° gegen N abflachen.

Die ersten Megaloden sammelte ich hier 4 km N-lich von diesem Punkte, also gegen das Hangende hin längs des NE-Randes jener dolinenartigen Einsenkung, aus der auch das Singarászótal selbst entspringt. Eines der Steinkernfragmente verweist auf ein kleineres Exemplar von *Megalodus Böckhi.* Ob der Megalodenhorizont vom Aranyostal hier zu suchen ist, das lässt sich heute noch nicht entschieden feststellen. Soviel ist sicher, dass die Megaloden auch hier keine sporadischen Erscheinungen sind. Die grosse Entfernung aber lässt sich auch mit dem sanften Einfallen erklären.

W-lich vom Singarászótale bis nach Rátót lagern auf dem Dolomit in grossen Partien neogene (?) Schottermassen. Darin kommen ungemein viel verkieselte Hölzer vor.

N-lich vom Ursprung des Singarászótales findet sich im Dolomit erst gute 2 km weiter wieder etwas. Dort, wo der zwischen dem Tobán und Hagymatető führende Weg mit der von der N-lehne des Hagymatető herabziehenden Waldlinie zusammenstösst, fand ich einen rauchgrauen, porösen Dolomit, welcher mit kleinen, bisher nicht bestimmten Gastropodeneindrücken angefüllt ist. Auch wenige Muschelreste zeigen sich. Ein ähnlich rauchgrauer und beiläufig in gleicher Höhe lagernder Dolomit kommt, wie gezeigt werden soll, ebenfalls in der Papodgruppe vor, doch führt er hier auch deutlich erkennbare Muschelreste.

Aus diesem Dolomit an der E-Lehne des Hagymatető gelangte *Worthenia* sp. ind. und *Stephanocosmia* sp. ind. zutage. Von hier ist der Dolomit noch bis fast auf den Gipfel des Ámoshegy zu verfolgen, doch ist er grösstenteils durch Waldboden bedeckt. Der Gipfel des Ámoshegy besteht bereits aus bänkigem graulich weissen Kalkstein. An dem soeben verlassenen Dolomit wurde an der S-Lehne des Berges ein NW-liches Einfallen von 12° gemessen. Die am Gipfel lagernden, bis $^1/_2$ m mächtigen Kalksteinbänke aber fallen an einem Punkte unter 25° gegen NNW, an mehreren anderen aber unter 20—25° gegen NNE ein.

Dieser Kalkstein ist bereits rhätischer Dachsteinkalk. Er wurde hier einst sogar abgehaut, doch erscheinen die Brüche bereits gänzlich mit Gestrüpp verwachsen, so dass von dem Kalksteine nur einzelne aus dem Waldboden zutage tretende, mit Moos überzogene Platten zu sehen sind. Deshalb konnten hier auch keine Fossilien gesammelt werden. Vom Gipfel erstreckt sich die Kalksteinzone bis zu jenem kleinen Tälchen, das den Ámos vom Kis-Ámos trennt, und in welchem die Bänke unter 45° gegen E einfallen.

An der N-Lehne des Tälchens tritt wieder Dolomit auf. Dieser Dolomit des Kis-Ámos, der sich bis Eplény erstreckt, weist bereits wieder das regelmässige NW-liche Einfallen auf. In derselben Diskordanz finden sich die beiden Bildungen auch weiter E-lich in den ausserhalb unseres Gebietes gelegenen Waldungen von Tés und Palota, sowie in dem N-lich von Zircz ziehenden Czuhatale, wo diese Gruppen den N-lichen Schenkel der Synklinale von Zircz bilden.

Es muss bemerkt werden, dass der Dachsteinkalk vom Ámos nicht nur im S und W, sondern auch im E von Dolomit begrenzt wird. Übrigens trifft man ein solches buchtartiges Eingreifen des Dachsteinkalkes in den Hauptdolomit auch an anderen Punkten des Gebietes an.

Frech führt aus den Dolomiten von Eplény folgende Fossilien an:

Dicerocardium? mediofasciatum Frech
Dicerocardium incisum Frech.

und nimmt deshalb für den Dolomit von Eplény schon eher ein rhätisches Alter an.[1]

Im Dachsteinkalke des Ámos findet sich kaum 100 m vom Liegenden auch eine abweichende Einlagerung. Es ist ein grauer, etwas gelblich gefleckter, bituminöser und etwas mergeliger Kalkstein. Auch Fossilspuren fanden sich mehrfach darin, doch konnte nur eine einzige Form näher bestimmt werden. Es ist dies ein mangelhaft erhaltener kleiner berippter Zweischaler, der auf die in den rhätischen Ablagerungen des Bakony auch anderweitig vorkommende, und von J. v. Böckh

[1] Frech: Neue Zweischaler etc. S. 61. (Pal. Anh.)

aus dem W-lichen Bakony (aus der Gegend von Szőcz) bereits angeführte [1] *Cardita austriaca* Hau. hinweist.

Der Tobán besteht durchwegs aus Hauptdolomit.

c) *Papod-Gyöngyös-Gruppe.*

Hier ist der Hauptdolomit des Gebietes am mächtigsten entwickelt. Die Breite der Zone beträgt von Veszprém bis zum Kőrishegy bei Gyertyánkut in der Luftlinie gerechnet über 11 km. Da das Gestein der Vegetation kaum irgendwelche Nahrung bietet, bleibt es grösstenteils kahl, weshalb es auch sowohl an den Fahrstrassen und auf den Gebirgskämmen, als auch in den darin eingeschnittenen, mit Trümmerwerk bedeckten Tälern viel leichter zu beobachten ist. Das Gestein konnte auch hier an zahlreichen Punkten studiert werden. Da jedoch der grösste Teil des Gebietes eine wahrhaftige Felssteppe, den abradierten Grund der neogenen Meere darstellt, und überhaupt keine Orientierungspunkte bietet, war das Erforschen der wenigen fossilführenden Horizonte eine überaus mühevolle Arbeit. Auch hier erscheint es demnach zweckmässig, bloss die Beschreibung eines einzigen Profils zu versuchen und das ausser diesem Profile Beobachtete im Zusammenhang mit ersterem mitzuteilen. Zur Durchführung dieser Absicht erschien jener Fahrweg am zweckmässigsten, der vom Temetőhegy bei Veszprém vorerst zur Jutaspuszta führt, sich dann gegen NW wendet und über das Nagymező bei Rátót zieht, schliesslich aber wieder in die alte Richtung zurückkehrend über die Kämme zwischen dem Esztergálvölgy und Slézingerárok an die N-Lehne des Gyöngyöshegy, bezw. zur Hárságypuszta und nach Gyertyánkút führt. Auf diesem Wege werden von Veszprém bis zur Staatsbahnlinie jene Dolomite durchquert, die von der E-Lehne des Aranyosvölgy beschrieben wurden. Hier streicht auch der Megalodenhorizont vom Aranyostal durch, doch lässt er sich an dieser Stelle, wie erwähnt, schwer verfolgen, da das ganze Gebiet mit Rasen bedeckt ist.

Die Jutaspuszta selbst ist ebenfalls auf Hauptdolomit erbaut, der hier an einzelnen verstreuten Punkten mit lockeren neogenen Schotterablagerungen, ja bei der letzten Biegung des zur Puszta führenden Weges sogar mit Schotterkonglomeraten bedeckt ist. In den Dolomiten von Jutas, die unter 15—20° gegen NW einfallen, fanden sich keine Fossilien. Von hier führt der Weg zu der E-lichen Kurve der den Csererdő umziehenden Eisenbahnlinie, wo er den Fahrweg von Márkó und Rátót erreicht. Wenn man sich nun auf letzterem Wege gegen Márkó wendet, so trifft man hinter dem von der Eisenbahnstation Jutas gerechneten dritten Bahnwächterhause im Dolomit einen Megalodenhorizont (auf der beiliegenden geologischen Karte mit 6 bezeichnet), in dem die Megaloden jedoch spärlicher auftreten und schlechter erhalten sind als in jenen im Aranyostale; Nur ihre Grösse ist gleich. Ob diese Bildungen äquivalent sind, konnte infolge der Unbrauchbarkeit der Fossilien nicht ermittelt werden.

Wir wollen nun zum Wege nach Gyertyánkút zurückkehren; von jenem Punkt, wo der Weg NW-lich verlaufend den Waldesrand erreicht gelangt man mit einem geringen Abstecher gegen NE auf die Kote 275 m und den kaum 300 m NW-lich davon befindlichen Brunnen im Esztergáltale (Punkt 7 auf der Karte). Der Brunnen ist in

[1] Böckh: S-lichen Bakony I. S. 147.

Hauptdolomit abgeteuft, doch wurde er, da er kein Wasser gab, gar nicht ausgemauert, so dass die Wände bereits einzustürzen beginnen. In dem am Brunnenrande angehäuften Gesteinsmaterial finden sich ungewohnt viel Fossilien.

Von hier stammen:

Gyroporella sp.
Avicula sp.
Gervilleia sp. n. aff. *praecursor* QUENST.
Myophoria inaequicostata KLPST.
„ *Goldfussi* ALB. sp.
Pleuromya (?) *Löschmanni* FRECH
Megalodus sp. ind.
Worthenia Escheri STOPP.
Capulus sp.
Amauropsis (?) *papodensis* KL.
Stephanocosmia dolomitica KL.
Nautilus sp. ind.

Diesen an mannigfaltigen Faunenelementen so reichen Horizont des Hauptdolomits traf ich noch an drei Punkten an. Der eine befindet sich W-lich von hier, etwa 1 km NW-lich von dem Bahnwächterhause Nr. 4, von wo sich der Horizont unter den Márkóhegy zieht. Auch hier kamen darin die Gyroporellen vor, ferner die Arten *Myophoria inaequicostata*, *Worthenia Escheri* und *Stephanocosmia dolomitica*. Der zweite, der E-liche Punkt befindet sich etwa 2 km genau N-lich von der Ujmajor bei Jutas, am N-Rande des dortigen grösseren, bepflügten Lössbeckens. Hier zieht der Löss bis zum Schafstalle von Papod hinauf. Von hier stammen *Myophoria inaequicostata* KLPST., dann *Amauropsis* sp. ind. und *Megalodus* cf. *Böckhi* R. HOERN. Dieser Punkt erscheint auf der Karte mit 9 bezeichnet. Gegen das Liegende hin treten an der Eisenbahnlinie nach Győr auch die tieferen, Gastropoden führenden Dolomite zutage. Der dritte Punkt schliesslich, wo sich eine der vom Esztergálvölgy ähnliche Fauna zeigt, befindet sich an der Landstrasse Rátót-Eplény, kaum 300 m S-lich von jener Stelle, wo die Landstrasse von der Eisenbahnlinie Veszprém—Győr gekreuzt wird. Hier wurde der zerklüftete Hauptdolomit noch vor kurzem gebrochen, wobei aus dem frischen Gesteine brauchbare Eindrücke, aus den verwitternden Partien aber grosse und sehr schöne Megalodensteinkerne gesammelt werden konnten. Von hier stammen: *Myophoria* cfr. *inaequicostata* KLPST., *M. Volzi* FRECH, *Cardita?* sp. ind., *Megalodus Lóczyi* R. HOERN. Von eben hier stammen die grössten bisher bekannten Bakonyer Exemplare von *M. Lóczyi*. In diesem Horizont des Hauptdolomits sind jedoch mehr die Myophorien als die Megaloden häufige Erscheinungen.

Wir wollen nun zu dem zuvor verlassenen Wege nach Gyertyánkut zurückkehren. So wie dieser die zur Gemarkung von Márkó gehörenden Lössmulden des Riedes Felső-legelődűlő verlässt, erreicht er zugleich den Kapitelwald. Etwa $^1/_2$ km vom Rande desselben nach einwärts wird der Weg von einer NE—SW-lich verlaufenden Waldlinie gekreuzt. Wo diese Linie über den Weg zieht, streichen über den Weg *a*) rauchgraue, dichte Dolomitschichten. In diesen fanden sich keine Fossilien. *b*) Etwas weiter N-lich wird dieser Dolomit dunkler grau und führt bereits Fossilien, besonders Myophorieneindrücke und kleine Gastropoden. *c*) Noch höher tritt der Dolomit in Form von mächtigen Bänken auf, die hellgrau oder gelblich, weiss verwitternd und rötlich gefleckt sind. Die Fossilführung besteht aus grossen Megalodensteinkernen, von denen jedoch infolge der Zerklüftung des Dolomits bloss ein einziges vollständigeres Exemplar gesammelt werden konnte. Dieses wurde von LÓCZY als *Megalodus Böckhi* bestimmt. Die Bänke fallen unter 25° gegen NW ein.

Noch weiter oben lagert ein dem Gliede *b)* ähnliches Gestein, aus welchem Lóczy folgende Formen bestimmt:

Myophoria cf. *inaequicostata* Klpst.
„ cf. *Volzi* Frech und
Avicula Hofmanni Bittn.

Es kommen jedoch in dem Gestein auch Megaloden- und Gastropodenreste vor. Die Schichten streichen über den Weg, das Gestein erscheint von zahlreichen kleinen schichtenweise angeordneten Poren durchzogen.

Gegen das Hangende tritt wieder eine dem Gliede *c)* ähnliche Dolomitgruppe auf, in welcher sich ähnliche Megalodensteinkerne zeigen. Ja noch weiter gegen das Hangende wiederholen sich diese beiden fossilführenden Gruppen nochmals, doch konnte dies infolge des Anwachsens des Waldbodens nicht mehr sicher beobachtet werden.

Ob diese Wiederholungen Erscheinungen der Wechsellagerung sind oder aber mehrfache kleinere Verwerfungen bezeichnen, konnte nicht festgestellt werden. Da jedoch eine ähnliche Erscheinung an einem anderen Punkte des Gebietes nicht beobachtet werden konnte, dürfte sie wohl eher durch den letzteren Umstand zu erklären sein, umsomehr, als an diesem Punkte im Dolomit tatsächlich Dislokationen auftreten. Sehr wahrscheinlich ist es, dass diese Myophorien führenden Dolomite Vertreter jenes Horizontes sind, der sich bereits an den Punkten 7, 8 und 9 am Fusse der Papodgruppe, bei den Grandgruben von Rátót und an der S-Lehne der Ámos-Tobán-Gruppe zeigte. Das Auftreten an diesem hochgelegenen Punkte dürfte mit den erwähnten Dislokationen in Verbindung zu bringen sein.

Die ganze Gruppe bildet von der vorerwähnten Linie gerechnet eine 1 km breite Zone. Es soll noch erwähnt werden, dass *Worthenia Escheri* Stopp. auch in den obersten Dolomiten vorkommt.

Auf diese Gruppe folgt auf dem Kamme ein kleiner Sattel, jenseits welchem die Dolomite anfangs wieder weiss verwitternd, grau und zerklüftet sind. Doch geht das Gestein nach dem Hangenden hin allmählich in brecciöse Abarten über. Die gleichen beiden Gesteinsarten wechseln sodann bis zum NE-Fusse des Gyöngyöshegy miteinander ab, wo als Schlussglied eine dünn geschichtete, weissliche, glanzlose Abart auftritt, auf die bereits weisser, plump gebankter dichter Dachsteinkalk folgt. Ein Steinkernfragment eines grossen Megaloden kam auch im obersten brecciösen Dolomit vor.

In der Papodgruppe fanden sich noch an folgenden Punkten fossilführende Dolomite:

1. In dem gegen den Répásárok führenden kleinen Tälchen zwischen dem Nagy- und Kispapod, wo auch Gastropoden und Bivalven vorkommen (Punkt 10);
2. An der W-Lehne des Kis-Papod (Punkt 11); von hier stammen:

Worthenia Escheri Stopp. und
Amauropsis (?) *crassitesta* Kl.

3. In dem vom Nagy-Papod herabziehenden sog. Szénégető-Graben (Punkt 12): von hier stammen folgende Formen:

Worthenia Escheri Stopp.
„ *gepidorum* Kl. und
Purpuroidea bakonica Kl.

4. Von der Gegend des Kopaszhegy stammt ein Megalodus aus der Gruppe des *M. gryphoides* und ein *Dicerocardium*-Fragment.

Die Fundstellen 1, 2 und 3 dürften zum Myophorien-Horizont gehören, weil sie in seine Streichrichtung fallen, während die Funde am Kopaszhegy bei Márkó wahrscheinlich aus dem über den Megalodenhorizont *c* lagernden Dolomit stammen.

An der N-Lehne des Gyöngyöshegy erreicht man auf dem Wege nach Gyertyánkút zugleich auch den rhätischen Dachsteinkalk. Wie erwähnt, folgt auf den dünn geschichteten Dolomit eine Kalksteingruppe, welche sich gegen N bis zur Kreide von Gyertyánkút, gegen S aber bis zum Lias des Somhegy bei Herend erstreckt. Die Zone dieser Kalksteingruppe entspricht einer Mächtigkeit von fast 300 m und wird durch einen zwischenlagernden Mergel in zwei Teile geteilt: in einen oberen und einen unteren Abschnitt. Dieser letztere lagert auf dem Hauptdolomit und ist etwas weniger mächtig als der obere Abschnitt. Der mittlere mergelige Abschnitt aber erreicht bloss eine Mächtigkeit von kaum einigen Metern. Bevor wir an die Gliederung dieser Zone schreiten, wollen wir vorerst noch den Wegabschnitt bei Gyertyánkút erledigen.

Wenn man sich längs der erreichten Grenze des Hauptdolomits und Dachsteinkalkes in NE-licher Richtung in das Esztergáltal begibt und hier aufwärts schreitet, so erreicht man alsbald eine an Sickerwässern reiche Anhöhe, von der die sog. Hármashatárforrás herabrieselt. Auf der Anhöhe befindet sich die Wohnung der Heger des Kapitelwaldes. Um die Quelle herum findet sich unterkretazischer Kaprotinenkalk, auf welchen weiter N-lich jüngere Kreidebildungen und dann eine mehrere Meter mächtige Schotterdecke folgt. Diese filtriert das erquickende Wasser der erwähnten Quelle.

An dem Ufer des SW-lich vom Wohnhause ziehenden Baches zeigen sich einzelne, von den vorher erwähnten Gesteinen abweichende mergelige Kalke. Am W-lichen Ufer dieses Baches, in einigen der in den Bach mündenden kleinen Wasserrisse findet sich diese Gruppe an der Grenze des dort befindlichen Hochwaldes und der Lichtung ebenfalls vor. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden wird dieselbe von den bereits bekannten mächtigen Kalksteinbänken begleitet, mit denen sie sogar wechsellagert. Die Gruppe besteht aus dunkelgrauen, dünnen, gelb verwitternden mergeligen Kalk mit unebener Oberfläche, auf welchem sich auch rötliche rostfarbene Flecken zeigen. An den einzelnen Plattenflächen sind halb herausgewitterte Fossilien zu beobachten. Eine gut kenntliche und häufige Art ist *Cardita austriaca* Hau. Ausserdem finden sich darin jedoch auch Aviculen, Gervilleien, Pinna-Arten, ja sogar Brachiopodenfragmente, die jedoch durchwegs sehr mangelhaft erhalten sind.

Wir haben es hier unzweifelhaft mit dem Carditenhorizonte vom Ámoshegy zu tun.

In den bänkigen Abschnitt des Liegendkalkes keilt sich noch ein abweichendes Sediment ein, das, wie gezeigt werden soll, auch in den entsprechenden Gesteinen des Gebirges von Szentgál auftritt. Diese Bildung ist in einem kleinen Aufschlusse etwa 200 m SW-lich von der Quelle Hármashatárforrás aufgeschlossen. Das Gestein ist ein sehr verschieden gefärbter, gelber, grauer, violetter, rosenfarbener, dünn

geschichteter, fast plattiger mergeliger Kalk. Die Mächtigkeit den ganzen Einlagerung kann ebenfalls nur einige Meter betragen, da die aus Dachsteinkalk bestehenden Hangend- und Liegendbänke einander sehr nahe lagern. Leider konnte in diesem Gestein keine fossile Spur entdeckt werden.

Der Carditenmergel lässt sich an der ganzen W-Lehne des Gyöngyöshegy verfolgen. Von hier erstreckt er sich auch an dic SE-Lehne des Borostyánhegy, wo dann seine Zone, ebenso wie auch jene des Dachsteinkalkes abbricht, da sie hier durch eine schmale, von der W-Lehne des Borostyánhegy hierherziehende jüngere Jurazone (wahrscheinlich Dogger) abgeschnitten wird. Die Schichten der Mergelgruppe, die jedoch hier viel kalkiger sind, erscheinen an dem an der SE-Lehne des Berges vorbeiführenden Wege gut aufgeschlossen. Auch hier treten darin zahlreiche Exemplare von *Cardita austriaca* auf, ebenso die von der Hármashatárforrás erwähnten Faunenelemente. Ihre Mächtigkeit beträgt auch hier nur wenige Meter, sie fallen unter 20° gegen NE ein.

Einige Spuren dieser Bildung finden sich ebenso dort, wo der vom Kisbükktető bei Márkó herabstürzende Bach von Márkó mit der bereits wiederholt erwähnten Waldlinie zusammentrifft. Auch hier ist das Gestein mehr kalkig. Im Liegenden erscheinen die Bänke von zahlreichen röhrenförmigen Auswitterungen mit kristallinischem Rande durchzogen. Diese erinnern an Algen, doch sind auch Korallen unzweifelhaft vorhanden. Ausser diesen zeigen sich an den Gesteinsoberflächen ferner zahlreiche Brachiopodendurchschnitte.

Auf die Carditenschichten vom Gyöngyöshegy folgt neuerdings dickbänkiger, graulicher Dachsteinkalk, in dessen unterem Abschnitte hie und da Durchschnitte von Dachsteinbivalven auftreten.

Das massenhafte Auftreten der Dachsteinbivalven sowie der *Cardita austrica* Hau. lässt es unzweifelhaft erscheinen, dass der auf den Hauptdolomit folgende bankige Kalkstein, der darauf und dazwischen lagernde Carditenmergel, sowie zumindest ein Teil der Hangendkalke den rhätischen Ablagerungen der Alpen entspricht. Unentschieden bleibt jedoch das Alter der oberen Partie des auf dem Carditenmergel lagernden weissen bänkigen Kalksteines, in welcher sich keine Fossilien fanden und die nicht von sicherem Lias, sondern von Kreide überlagert wird.

Was die Verbreitung der rhätischen Ablagerungen in der Papod-Gyöngyös-Gruppe betrifft, so konnten darüber folgende Daten gesammelt werden:

Der grössere N-liche Teil des W-lich an den Ámoshegy angrenzenden und den W-Rand des Határvölgy bildenden Kávászhegy besteht aus dem vom Ámos hierher ziehenden Dachsteinkalke. Die Kalksteinbänke laufen in Form von mächtigen Querstreifen über den Kamm des Berges. Stellenweise sind sie bis 1 m mächtig. Mit den Liegenddolomiten sind sie auch hier einigermassen diskordant, obwohl ihr Streichen im grossen ganzen ebenfalls NE—SW-lich ist. Eine grössere Diskordanz ist im Dachsteinkalk selbst zu beobachten, dessen Bänke bald gegen N, bald gegen E, bald wieder gegen W einfallen. Dies ist bei den rhätischen Bildungen des Gebietes eine allgemeine Erscheinung, und könnte allenfalls mit der grösseren Empfindlichkeit des Kalksteines gegen äussere Einwirkungen erklärt werden.

Auch der Dachsteinkalk des Kávás ist meist weiss, dann gelblich oder grau. An der Grenze finden sich auch rosenfarbene oder grau gefleckte Abarten. Das Gestein selbst ist in den meisten Fällen dichter Kalk, bloss gegen die Liasgrenze zu finden sich hie und da brecciöse oder mehr lockere Abarten.

Am Kamme des Kávás konnte jene fossilführende, mergelige Einlagerung, die in der Gegend des Gyöngyös, sowie am benachbarten Ámoshegy auftritt, nicht beobachtet werden. Jedoch fand sie sich ebenso in der vom Kávás auf die N-Lehne des Kis- und Nagy-Papod ziehenden Zone nicht vor. Ihr Vorhandensein ist trotzdem nicht ausgeschlossen, da die rhätischen Ablagerungen hier zum grössten Teil mit Waldboden bedeckt sind und die mergelige Einlagerung darunter verborgen sein könnte. Diese Kalksteingruppe des Káváshegy weist nach aufwärts dünnere Schichtung und hie und da Brachiopodendurchschnitte auf. Dann folgen hellgraue Crinoidenkalke, die jedenfalls bereits liassisch sind. Solche Übergänge erwähnt bei Beschreibung der Verhältnisse am Somhegy auch J. v. Böckh (II. S. 33).

Vom Kávás zieht die Zone der rhätischen Ablagerungen über den Gyökeresárok auf den Középhát, dann durch das Répavölgy an die N-Lehnen des Báránycser, Kis- und Nagy-Papod. Dieser ganze Zug wird im N durchwegs von Lias, im S aber von Hauptdolomit begleitet. Die Bänke reihen sich ähnlich wie am Káváshegy an einander und fallen unter 15° gegen N ein. An einem Punkt fand sich hier bereits in der Nähe des feuersteinführenden Lias ein eigenartig brecciöses Gestein, das mit seinem schwärzlichen Trümmerwerk an die von Stur aus dem Dachsteingebirge beschriebene ähnliche Gesteinsart erinnert, die nach diesem Autor bereits liassisch ist.[1]

Die gegen NW einfallenden Dolomite des Báránycser werden von genau gegen N einfallenden Dachsteinkalkbänken überlagert.

Noch weiter W-lich, in dem unterhalb des N-lichen Ausläufers des Nagy- und Kis-Papod befindlichen Abschnitte des Répavölgy ist zu beobachten, dass sich die bisher bis auf 1 km breite Zone des Dachsteinkalkes allmählich verjüngt, so dass sie bei dem Mohoskő kaum 150 m breit ist. Dort ist also auch die Transgression des Lias offenbar, welcher hier als Adnether und Hieslatzfazies ausgebildet ist.

Weiter gegen W wird die Zone des Dachsteinkalkes wieder breiter und erstreckt sich bis zu jenem Hauptzweige des Répavölgy, welcher in den W-lichen Kammausläufer des Nagy-Papod eingeschnitten ist. Dort verschwindet dann der Kalkstein neben dem Hauptdolomit. Seine Fortsetzung findet sich auf dem bereits ausserhalb unseres Gebietes gelegenen Kőrishegy bei Gyertyánkút, wohin er durch Verschiebung gelangt ist. Dieses Auftreten bildet zugleich ein Verbindungsglied zwischen den Flanken des Kalksteines am Papod und am Gyöngyös.

Wie erwähnt, erscheinen die Gesteine der rhätischen Stufe zwischen der Hármashatárforrás und Gyertyánkút mit Kreide bedeckt, die im E durch den NW-lichen, bis zum Kőrishegy reichenden und aus Dolomit bestehenden Kammausläufer des Nagy-Papod begrenzt ist. Dasselbe ist bei dem Dachsteinkalkzuge am Papod der Fall, auf welchen ebenso wie auf den Lias im Répavölgy gegen NW gleichfalls Kreide folgt und welche sich unter der Kreidedecke bis zum Dolomitkamme des Bodzáshegy erstreckt, so dass der Dolomit der Papodgruppe und der Dachsteinkalk des Kőrishegy die östliche (Lókúter) Kreidebucht von der westlichen (Gyertyánkúter) trennt.

Die Transgression des Kreidemeeres erreichte also stellenweise auch triadische Dolomitufer.

---

[1] Stur: Geol. d. Steiermark. S. 380.

d) Gebirge von Szentgál.

Die Dolomitmassen der Papod-Gyöngyös-Gruppe ziehen in SW-licher Richtung auf das Gebiet des Alsóerdő bei Szentgál, des Felsőerdő bei Vámos, sowie auf die N-lichen Grenzgebiete von Tótvázsony und Nagyvázsony, und aus diesem Gestein ist der auf unser Gebiet sich erstreckende Teil des Gebirges von Szentgál aufgebaut. Im E hängen die Dolomite gegen Veszprém hin unmittelbar zusammen, im W hingegen schiebt sich zwischen sie die weite neogene Bucht von Herend ein[1] (vergl. Fig. 10).

Über die Hauptdolomite von Szentgál ist nicht viel zu berichten, da sich von den im N angetroffenen fossilführenden Horizonten hier bloss Spuren fanden. Der Dolomit führt zwar sporadisch auch hier Fossilien, doch ist dies schon wirklich eine Seltenheit. Meine diesbezüglichen Daten sind folgende:

1. Am S Abhang des mittleren Abschnittes des Tekeresvölgy bei Veszprém-Vámos finden sich in den gegen W einfallenden Dolomiten des Kőröshegy bei Vámos in den tieferen Horizonten Gastropoden und sporadisch Pecten-Exemplare, in den höheren aber Megaloden. Dies würde (natürlich von den Pectenresten abgesehen) den Verhältnissen im Aranyosvölgy entsprechen.

2. Aus einzelnen Stücken der aus den Weingärten am Csatárhegy, zwischen der Kapelle und dem SW-lichen Waldesrand zusammengetragenen Trümmerhaufen ging *Amauropsis Hantkeni* Kl. hervor, an den N-Lehnen des Berges hingegen fand sich ein Megalodenfragment.

3. In den Dolomiten des Mizergehegy und des Őrsegg traten nebst Gastropoden bereits auch Myophorieneindrücke auf.

4. An der zum Hangenden gehörenden N-Lehne des Zombortető fand ich das Fragment eines grösseren Megaloden.

5 An der N-Lehne des noch weiter nach oben gelegenen Felső-Nedveshegy kamen

Megalodus cf. *Gümbeli* Stopp. und
Worthenia Escheri Stopp.

vor.

Ausser diesen:

6. Traf ich Spuren von Gastropodendolomit auf dem zum Szárhegy und Öreghegyházmája naheliegenden also auch der karnischen Stufe von Dobra nächstliegenden Kis-Káttyóhegy an.

7. Myophoriendolomit schliesslich fand ich auf dem Kajdászóhegy bei Tótvázsony.

Wenn man nun das auch auf diesem Gebiete auftretende NE—SW-liche Streichen in Betracht zieht, so stellt sich heraus, dass der Gastropodendolomit des Kis-Káttyóhegy jenem vom Tekeresvölgy, der Myophoriendolomit von Őrsegg jenem vom Kajdászóhegy entspricht.

[1] Zwischen den Hauptdolomiten von Veszprém und den neogenen Sedimenten von Herend ragt E-lich von der Ortschaft Márkó eine unbedeutende Eozänscholle empor. Über den Ursprung dieser kaum 100—200 m² grossen, aus Nummulitenkalk bestehenden Scholle, sowie ihr Verhältnis zu dem nächstgelegenen Eozänvorkommen (am Somhegy) ist mir nichts bekannt. In den letztvergangenen Jahren wurde im Becken von Herend auf Kohle geschürft, doch konnte ich auch bei dieser Gelegenheit keine diesbezüglichen Aufklärungen erhalten.

Rhätische Stufe. Die rhätischen Ablagerungen dieses Gebietes waren bereits J. v. Böckh bekannt. So erwähnt er aus der Umgebung von Szentgál das Becken von Baglyakőpuszta, sowie den Rand dieses Beckens als Punkte, wo diese Bildungen vorkommen. Er bezeichnet sie als gebankte Kalksteine von verschiedener Farbe und stellt dieselben auf Grund der darin gefundenen *Cardita austriaca* Hau., *Neoschisodus posterus* Quenst., sowie der häufigen Dachsteinbivalven des Kalksteines von Szentgál mit dem alpinen Dachsteinkalke in Parallele.[1] Ebenfalls rhätische Ablagerungen vermutet er auch in jenem petrographisch ähnlichen Kalksteine, der am SE-lichen Ausläufer des Somhegy bei Márkó auftritt.[2] Schliesslich ebenso auch in den am Ihartűhegy W-lich von Szentgál vorkommenden Kalksteinen, die er auf Grund ihrer Lagerung auf dem Hauptdolomit, mit Vorbehalt wohl, jedoch ebenfalls zum Dachsteinkalk rechnet.[3]

Die hierhergehörigen Gesteine füllen SW-lich von Szentgál ein weites und geschlossenes Becken aus, welches bloss im E, über das mit neogenen Sedimenten ausgefüllte Becken von Herend mit dem Dachsteinkalkgebiete des Somhegy-Gyöngyös in Verbindung steht. Wir wollen dieses Becken nach der in seiner Mitte befindlichen Baglyakőpuszta als Becken von Baglyakőpuszta bezeichnen. Im N, E und S wird es von überwiegend norischen, im allgemeinen die höchsten Kämme des Gebietes aufbauenden Dolomiten umgeben; nur im W wird es von Lias und dem Basaltausbruche des Kabhegy begrenzt. Das ganze Becken wird durch das seine Niederschlagswässer ableitende und in das Tal von Torkásza mündende Mészvölgy in zwei Teile geteilt. Im E-lichen Teile bilden die Schichten eine kleine Synklinale, deren N-licher Schenkel gegen SW, der S-liche aber gegen NW einfällt. Der W-liche Teil bildet einen vom E-lichen abgebrochenen, hoch emporragenden, kantigen Zug. Die Baglyakőpuszta befindet sich ungefähr in der Mitte der Synklinale im E-lichen Teile.

Bei dieser Puszta sind die hierhergehörigen Bildungen am besten aufgeschlossen. Wir wollen die Betrachtung also hier beginnen.

Um die Puszta herum erheben sich folgende aus Dachsteinkalk bestehende Hügel: SE-lich der Felső-Ökörsegg, S-lich aber der Baglyakőhát, der Közberek und der Dobkereke. Am Felső-Ökörsegg findet sich bloss am SE-Saume Dolomit, während der sich S-lich von diesem erhebende Alsó-Ökörsegg zum grössten Teil aus Dolomit aufgebaut erscheint, und Dachsteinkalk hier nur am N-lichen Zipfel vorkommt.

Das Gestein ist grösstenteils bänkiger Kalkstein, dessen Bänke stellenweise bis 1 m Mächtigkeit erreichen. Der Kalkstein ist auch hier weisslichgrau, doch gibt es auch mehr lebhaft gefärbte Abarten, die von rötlichen und anders gefärbten Flecken und Adern durchzogen erscheinen. Die Bänke sind fest, dicht, sie werden deshalb bald als Bausteine, bald zum Kalkbrennen gebrochen. Sehr beachtenswert sind jene kalkigen und mergeligen Schichten, die auch hier wie im Gyöngyöser Abschnitt der Papod-Gruppe zwischen den Kalksteinbänken zutage treten. Für diese kann die Bezeichnung „Carditenmergel" auch hier beibehalten werden, da *Cardita austriaca* Hau. auch hier massenhaft auftritt.

In nächster Nähe der Baglyakőpuszta zieht ein Wasserriss in NW-licher Richtung gegen das Mészvölgy. In diesem Graben, jedoch auch zwischen den Wirtschaftsgebäuden finden sich dunkelgraue, etwas grünliche, mergelige Kalke und dünne

[1] Böckh: I. S. 146.
[2] Ebendort, II. S. 35.
[3] Ebendort, II. S. 4.

Kalksteinplatten mit unebener Oberfläche, die in grosser Menge besonders Brachiopoden führen. Diese mergelige Gruppe ist betreffs der Fossilien bisher weder hier, noch anderweitig ausgebeutet. Daher kommt es, dass nur wenig Arten dem Namen nach aufgezählt werden können. Es sind dies: *Cardita austriaca* Hau., *Anomia alpina* Winkl., *Lithophagus faba* Winkl. und *Pinna* sp.

Im Hangenden der Carditengruppe folgt dickbänkiger, weisser Kalk, gegen das Liegende zu aber vorerst die bei der Hármashatárforrás beobachtete dünngeschichtete gelblichgraue oder rötliche, etwas mergelige Kalksteingruppe, dann aber eine Fazies des Dachsteinkalkes, die durch reichlicheres Auftreten von Gastropoden und Kalzitadern charakterisiert wird.

Diese Ablagerungen der Baglyakőpuszta streichen über den Berg Felső-Ökörsegg und den längs der E-Lehne desselben führenden Wege Borhordó-út auf den Lóhágatótető und von hier mit einer Wendung gegen SE auf den Köveskútibércz, wo ihre verschmälerte Zone zwischen den Dolomitmassen des S-Ausläufer des Mecsekhegy, Mögsegg und Lóhágatótető buchtartig endet.

Wie erwähnt findet sich in diesen Bildungen keine dem Hauptdolomit ähnliche einheitliche Lagerung, ja in der Gegend des Köveskútibércz und Lóhágatótető sind sogar Spuren von bedeutenderen tektonischen Störungen vorhanden, da die Ablagerungen dieser zungenförmigen Bucht, die den Sedimenten bei Baglyakő ähnlich sind, in das Hangende der letzteren entfallen, u. zw. bei einem Distanzunterschiede von fast 2 km.

An der E-Lehne des Köveskútibércz, an dem gegen die Dolomitmasse des Mögsegg sich erstreckenden Sattel lagert vorerst in der Nähe des Dolomits am Mögsegg ein feinkörniges, fast sandsteinartiges Gestein, hierauf folgen dann die weisslichen Bänke des Dachsteinkalkes mit einem Einfallen von 20° gegen NW.

Über den Sattel führt ein Weg aus dem Bujtavölgy zum Riede Csákszegi csapás, auf welchem der Kalkstein in wenigen Steinbrüchen gut aufgeschlossen ist. Das Gestein ist hier bereits derselbe kalzitaderige Kalkstein, welcher schon aus der Umgebung der Baglyakőpuszta erwähnt wurde. Auch hier erscheint die Oberfläche der Massen mit zahlreichen Fossilauswitterungen bedeckt, besonders mit Gastropoden- und Brachiopodenfragmenten, untergeordnet jedoch auch mit Bivalven. Die Schalen sind durchwegs umkristallisiert, so dass sich kein einziges brauchbares Exemplar fand. Bloss am Abhange des Bujtavölgy fand sich ein Exemplar von *Pecten Hettii* Emmr. Aus demselben Gestein besteht auch der Köveskútibércz selbst, obwohl aus den oberen Partien sowohl die Fossilien, als auch die Kalzitadern verschwinden. Der Köveskútibércz ist übrigens der höchste Punkt des rhätischen Beckens von Baglyakő.

Wenn man sich nun an der NW-Lehne dieser Spitze in jene kleine Talung hinabbegibt, die den Berg vom benachbarten Lóhágatótető trennt, so findet man am E-Abhange des Tales einen kleinen Viehbrunnen, der sein spärliches Wasser bereits aus der mergeligen Einlagerung des Dachsteinkalkes erhält. Die Schichten der mergeligen Gruppe selbst treten teils an dem zum Brunnen hinaufführenden Pfade, teils aber in dem in der Achse des Tales eingeschnittenen Wasserrisse unter dem tonigen Boden zutage. Der Mergel ist besonders an dem Pfade dunkelgrau, schieferig und bituminös, doch fanden sich darin nur einige Fragmente von Hornsteinschalen. An der Oberfläche der im Wasserrisse vorkommenden, mehr kalkigen Glieder hingegen zeigten sich bereits mehr Fossilien, obwohl sich bloss *Cardita austriaca* Hau. bestimmen liess.

Im Hangenden dieser Mergel folgen die gebankten Kalke des Lóhágatótető.

Es gibt noch einen Punkt im E-lichen Teile des Beckens von Baglyakőpuszta, wo diese Gruppe gut, ja vielleicht am besten unter allen, aufgeschlossen ist. Dies ist die Umgebung des bereits zu Nagyvázsony gehörigen Jägerhauses Károlyháza am S-Rande des Beckens. In dem kleinen Wäldchen N-lich vom Jägerhause findet sich Dolomit und N-lich davon gleich die höheren Carditenschichten des Dachsteinkalkes, die am N-Rande des Wäldchens in einem Steinbruche zum Kalkbrennen gebrochen wurden. Auch hier zeigt sich zwischen dem Liegenddolomit und der im Steinbruche aufgeschlossenen Carditengruppe eine geringfügige Diskordanz. Ob nun die so plötzliche Verjüngung des unteren Abschnittes auf tektonische oder auf andere Ursachen zurückzuführen ist, darüber weiss ich heute noch keinen Bescheid.

In den Steinbrüchen am Waldesrande ist das Gestein ein mehr dünn geschichteter, mergeliger Kalk mit unebener Oberfläche, dessen Schichtfugen mit mehr oder weniger mächtigen Mergelschichten ausgefüllt erscheinen. Der oberste Horizont der aufgeschlossenen Gruppe besteht aus dünnen, klingenden Kalkplatten, zwischen die grauer, bröckeliger Mergel eingelagert ist. Aus diesen mergeligen Zwischenlagen gingen folgende Formen hervor:

Cardita austriaca Hau.
Pinna sp.
Modiola semicircularis Stopp. sp.

Eine sehr günstige Stelle für künftige Forschungen ist ferner auch jener schmale Wasserriss, der sich kaum einige 100 m E-lich von Károlyháza befindet und indem er die Niederschlagwässer des Ackergebietes Hármasvölgy in das Tal Nyirvölgy ableitet, zugleich auch in die Kalke der Steinbrüche von Károlyháza einschneidet und das Gestein solcherart aufschliesst.

In diesem Wasserriss fällt die Gruppe ebenso wie im Aufschlusse von Károlyháza ziemlich steil (45°) gegen NNW ein. Die Schichten sind dicht, heller oder dunkler grau und mit Fossildurchschnitten bedeckt. Sie erreichen bis mehrere Dezimeter Mächtigkeit und es fügen sich in die einzelnen Bänke auch hier mergelige Zwischenlagen ein. Die mächtigeren Bänke wechseln stellenweise mit mergeligen, hie und da plattigen, gelblichen, zuweilen rotgefleckten Kalken, sowie hellgelben Kalkmergeln ab, und diese letzten Schichten zeigen an ihrer Oberfläche zahlreiche kleine Gastropoden. An einer Platte desselben Gesteines fanden sich auch Abdrücke von *Pecten Hellii* Emmr.

Von hier zieht die ganze Gruppe gegen NE an die gemeinsame Lehne des Felső- und Alsó-Nedveshegy und lässt sich von da aufwärts bis zu dem die beiden Berge verbindenden Sattel verfolgen, wo ihr fernerer Verlauf durch die Dolomite vom Nedveshegy abgeschnitten wird. Sehr auffallend ist hier besonders an der Lehne das sehr steile (60°) NW-liche Einfallen der Schichten, sowie der Umstand, dass der Dolomit des Felső-Nedveshegy im Hangenden dieser rhätischen Gruppe lagert. Dass jedoch der Dolomit an dieser Stelle nur scheinbar das Hangende darstellt, geht aus jener erwähnten Tatsache hervor, dass darin am N-Ausläufer des Berges *Megalodus* cf. *Gümbeli* Stopp. und *Worthenia Escheri* Stopp. vorkommt. Diese eigentümliche Lagerung wird also in erster Reihe auf tektonische Ursachen zurückzuführen sein. Auch einige schlecht erhaltene Exemplare von *Cardita austriaca* Hau. und eine *Avicula* sp. sammelte ich hier.

Wir wollen uns nun dem kleineren, W-lichen Teile des Beckens von Baglyakő-puszta zuwenden.

Hier wird der Untergrund längs des Mészvölgy überall von einer mächtigen Lössbildung bedeckt, so dass er nur in der Gegend von Füzilap in Form von wenigen kahlen Kalksteinschollen zutage tritt. Die Lössdecke zieht sich bis an den W-Rand des Beckens hinauf, also bis zu den an der W-Grenze unseres Gebietes aufragenden Anhöhen. Diese Anhöhen sind von N gegen S folgende: Üstihegy, Külső-Üstihegy, Belső-Ihartű, Külső-Ihartű und Somberek. Ausserhalb der Achse, etwas gegen W erhebt sich der Kerekesbörcz.

Auf dem 537 m hohen Üstihegy finden sich mächtige Dolomite mit von der gewöhnlichen Fallrichtung abweichenden, jedoch geringem (5°) Einfallen. Von hier erstreckt sich der Dolomit auch auf den Külső-Üstihegy, an dessen S-Lehne jedoch bereits fast E—W-lich streichende Streifen von weissen, gelblichen oder zart rosenfarbigen Dachsteinkalkbänken auftreten. Die Bänke fallen unter 25—30° gegen SW ein. Gegen den Dachsteinkalk ist der Grenzdolomit dünn geschichtet grau, staubig oder brecciös, was an der oberen Grenze des Hauptdolomits auch anderweitig zu beobachten ist. Im Dachsteinkalke finden sich Brachiopoden, so *Terebratula gregariaeformis* Zugm., ferner ähnlich wie bei Márkó an Algen erinnernde röhrenförmige Auswitterungen. Noch weiter gegen S, also gegen das Hangende hin treten im Gestein neuerdings Brachiopodendurchschnitte auf, schliesslich in jener Gegend wo der von Szentgál hinaufführende, Gyökeres-út genannte Weg über den Sattel zwischen dem Külső-Üstihegy und den Belső-Ihartű zieht, trifft man bereits mehr mergelige Carditenschichten an.

W-lich von dem erwähnten Sattel befindet sich eine kleine Anhöhe, der Kerekesbörcz, über den diese fossilführende Gruppe ebenfalls dahinzieht. Auf der Höhe und der N-Lehne finden sich in einem schmutzigweissen, fleckigen, dünner geschichteten Kalksteine zahlreiche Abdrücke von *Pecten acuteauritus* Schaffh. Ebenhier kommt dieses Fossil auch in einer buttergelben, dendritischen Kalksteinabart vor. Die gegenseitige Stellung dieses Kalksteines und der nicht weit davon entfernten Carditengruppe konnte infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht ermittelt werden, doch glaube ich annehmen zu dürfen, dass der Kalkstein zum Liegenden der Carditenschichten gehört. Es ist bekannt, dass solche dünngeschichtete Kalksteine gegen das Liegende des Carditenmergels, also im oberen Abschnitt des unteren bänkigen Dachsteinkalkes auch anderweitig (Baglyakőpuszta, Gyöngyöshegy) auftreten. Da jedoch darin an beiden letzteren Stellen keine Fossilien vorkamen, glaube ich mich auch nicht berechtigt, diese Bildung als ident mit den Kalksteine des Kerekesbörcz zu bezeichnen. Der Somberek am W-Rande des Beckens von Baglyakő besteht bereits wieder aus den oberen, weisslichen, gebankten Abarten. Im W wird der ganze Rand, also auch der Dolomit des Üstihegy von dem Lias von Úrkút umsäumt.

Noch einen Punkt gibt es hier in der Umgebung von Szentgál, wo der mittlere Abschnitt der rhätischen Ablagerungen gut aufgeschlossen ist. Es ist dies das am W-Rande von Szentgál vorbeiziehende Forkásza-Tal. Dieses Vorkommen wird von dem Becken von Baglyakő durch einen SE-lichen Ausläufer der Dolomitmasse des Üstihegy getrennt, dessen höchste Partie von der Einwohnerschaft von Szentgál Hímföld genannt wird.

Talaufwärts in dem erwähnten Tale, NW-lich von Szentgál, in der Richtung

DIE FOSSILFÜHRENDEN HORIZONTE DER NORISCHEN

Fundstelle	Gastropodenhorizont	Unterer Megalodenhorizont
Veszprém, Aranyostal	*Amauropsis Hantkeni* KL.	*Megalodus Hoernesi* FRECH *M. triqueter* WULF sp. mut. *dolomitica* FRECH *M. Laczkói* R. HOERN. *M. Gümbeli* STOPP.
Ámos-Gruppe von Hajmáskér bis Eplény	*Amauropsis Hantkeni* KL.	*Megalodus* cf. *Böckhi* R. HOERN.
Káváshegy (Sandgruben von Rátót)	—	—
Gebiet zwischen dem Újmajor bei Jutas und dem Nagy-Papod	*Amauropsis* sp. ind.	?
Unterer Abschnitt der Strasse Jutas-Gyertyánkút	?	+
Oberer Abschnitt der Strasse Jutas-Gyertyánkút	—	—
Kopaszhegy bei Márkó	—	—
Csatárhegy bei Veszprém	*Amauropsis Hantkeni* KL.	?
Tekerestal bei Veszprém-Vámos	+	+
Alsóerdő bei Szentgál	+	?

STUFE IN DER UMGEBUNG VON VESZPRÉM.

Myophorienhorizont	Mittlerer Megalodenhorizont	Oberer Megalodenhorizont
—	—	—
Myophoria sp. ind. *Worthenia* sp. ind. *Stephanocosmia* sp. ind.	?	*Dicerocardium mediofasciatum* FRECH *D. incisum* FRECH (ex aff. *Curionii*)
Myoph. inaequicostata KLPST. *M. Volzi* FRECH *Megalodus Lóczyi* R. HOERN. usw.		
Myophoria inaequicostata *Megalodus* cf. *Böckhi* R. HOERN. KLIPST.	*Worthenia Escheri* STOPP. *W. gepidorum* KL *Amauropsis crassitesta* KL. *Purpuroidea bakonica* KL.	*Lycodus hungaricus* FRECH
Myophoria inaequicostata FRECH *M. Goldfussi* ALB. sp. *Worthenia Escheri* STOPP. *Stephanocosmia dolomitica* KL.	?	—
Myophoria cf. *inaequicostata* KLPST. *M.* cf. *Volzi* FRECH	*Megalodus Böckhi* R. HOERN. *Worthenia Escheri* STOPP.	*Megalodus* ? sp. ind.
Myoph. inaequicostata KLPST. *Worthenia Escheri* STOPP. *Stephanocosmia dolomitica* KL.	?	*Megalodus* sp. ind. ex aff. *M. gryphoides* GÜMB.
—	—	—
—	—	—
+	*Megalodus* cf. *Gümbeli* STOPP. *Worthenia Escheri* STOPP.	-

DIE FOSSILFÜHRENDEN HORIZONTE DER RHÄTISCHEN

Fundstelle	Gebankter Dachsteinkalk mit Durchschnitten von Dachsteinbivalven	
	Mit vermischter Fauna	Lithodendronkalk
Ámoshegy	+	+
Kávásheg y	+	+
Gyöngyöshegy und Borostyánhegy	+	+
Kopaszhegy bei Márkó	+	+ (Algen, Korallen, Brachiopoden)
Somhegy bei Márkó	+	+
Szentgál, Baglyakőpuszta	(Gastropoden)	+
Köveskútibércz	*Pecten Hellii* Emmr. Gastropoden, Brachiopoden	+
Károlyháza	—	—
Ihartű-Gruppe	*Terebratula gregariaeformis* Zugm.	+ (Algen und Korallen)
Tal von Torkásza	?	+

ABLAGERUNGEN IN DER UMGEBUNG VON VESZPRÉM.

Mergeliger Plattenkalk	Gebankter Dachsteinkalk mit wechsellagernden, dünn geschichteten mergeligen Kalken und Kalkmergeln mit *Cardita austriaca*	Gebankter Dachsteinkalk (Stellenweise mit Durchschnitten von Dachsteinbivalven)	Gebankter Kalkstein (vielleicht bereits Lias)
?	*Cardita austriaca* HAU.	+	?
?	?	+	+ (Brachiopoden)
+	*Cardita austriaca* HAU. *Avicula* sp. ind. *Pinna* sp. ind. Brachiopoden	+ (Bivalven-Durchschnitte)	+
?	*Cardita austriaca* HAU.	?	?
?	*Cardita austriaca* HAU.	+	+ (Brachiopoden)
+	*Cardita austriaca* HAU. *Anomia alpina* WINKL. *Lithophagus faba* WINKL. *Pinna* sp. Brachiopoden	+	?
?	*Cardita austriaca* HAU. Fossilspuren mit Hornsteinschale	+	?
—	*Cardita austriaca* HAU. *Pecten Hellii* EMMR. *Modiola semicircularis* STOPP. *Pinna* sp. *Avicula* sp. Gastropoden	—	—
Pecten acuteauritus	*Cardita austriaca* HAU.	+	?
?	*Cardita austriaca* HAU. *Modiola* aff. *minutae* GOLDF. *Mytilus minutus* GOLDF. *Tellina* (?) *bavarica* WISSM. Dachsteinbivalven Brachiopoden Gastropoden	+	?

des Bereczbiró-kútja genannten Brunnens trifft man alsbald wieder die mächtigen Bänke des Dachsteinkalkes an, auf dem übrigens auch die Ortschaft Szentgál selbst erbaut ist. Im Torkásza-Tale beginnt der Dachsteinkalk gleichfalls mit 1 m mächtigen, hellgrauen und weisslichen Bänken, an deren Oberfläche — was bei dem Gestein von Baglyakőpuszta nicht bemerkt wurde — Durchschnitte von Dachsteinbivalven auftreten. Besonders beachtenswert ist die Tatsache, dass die darüber folgende mergelig-kalkige Gruppe anfangs auch mit diesen Bivalvenbänken abwechselt. Die mergelig-kalkige Gruppe ist auch hier dünn geschichtet, ja stellenweise sogar plattig, doch herrschen in der Gruppe die Kalkplatten vor, während die mehr reinen Mergelplatten nur untergeordnet auftreten. An den dünnen und gewöhnlich mit einer Mergelkruste überzogenen Kalksteinplatten kommen halb herausgewitterte Fossilien sehr häufig vor. Die Schalen sind auch hier zumeist kristallinisch, ja auch die Eindrücke sind von kleinen Kalzitkristallen erfüllt. Dennoch finden sich auch solche Platten, an denen die Schalen wohl erhalten sind. Die meisten Fossilien sind Bivalven, dann gibt es auch Brachiopoden und Gastropoden. Dem Namen nach können von hier folgende, von Lóczy bestimmte Arten aufgezählt werden.

Cardita austriaca Hau.
Mytilus minutus Goldf.
Tellina (?) bavarica Wissm.

Daneben kam hier auch ein kleines Fischschuppenfragment mit erhaltener Schmelze vor. Das Endglied der Gruppe ist auch hier weisslicher Kalkstein.

Zum Schluss soll noch erwähnt werden, dass ich auch in den ebenfalls weissen Kalken am N-lichen Fusse des Üstihegy einige glatte Brachiopodenfragmente fand. Diese Kalksteine scheinen mit den N-lich vom Üstihegy, an den N-Lehnen des Tűzköveshegy aufgeschlossenen, ähnlichen weissen oder gelblichen Kalksteinbänken zusammenzuhängen, die von J. v. Böckh bereits zum Lias gerechnet wurden.[1]

Die beifolgende Tabelle fasst die Verbreitung der norischen und rhätischen Bildungen auf unserem Gebiete zusammen und führt auf Grund der Fossilien auch ihre Horizontierung vor Augen.

[1] Böckh: Südlicher Bakony, II. S. 8.

IV. FAZIALE AUSBILDUNG, GLIEDERUNG UND ALPINE BEZIEHUNGEN.

Auf Grund der gemachten Erfahrungen kann entschieden behauptet werden, dass auf unserem Triasgebiete, abgesehen von den hier nur untergeordnet auftretenden sandigen Gesteinen des unteren Abschnittes der unteren Trias, besonders zwei Gesteinsfazies vorherrschen. Die eine ist die mergelig-kalkige, die andere die dolomitische Fazies, wenn auch die erste in der karnischen Stufe wohl mitunter etwas sandig ist. Ausserdem begleitet sie ein gewisser gemeinsamer Zug, indem nämlich die Mergel im allgemeinen überwiegen, während die Kalke nur untergeordnet auftreten, ein Gegensatz, der S- und W-wärts vom Sédflusse noch anwächst. Die zweite, die dolomitische Fazies ist sowohl in ihrer horizontalen Verbreitung als auch in ihrer vertikalen Ausbildung bedeutender entwickelt. Dies hat seinen Grund einesteils darin, dass der überwiegende Teil des Gebietes von Hauptdolomit eingenommen wird, und andererseits neben dem übrigens ebenfalls aus Dolomit (Megyehegyer Dolomit) bestehenden Grundhorizont der mittleren Trias des Balatongebirges kein Horizont besteht, der stellenweise nicht ebenfalls als dolomitische Fazies auftreten würde. Die dolomitische Fazies wird nicht nur innerhalb der Grenzen einzelner Horizonte, sondern oftmals in ganzen Gruppen von Horizonten, ja sogar Stufen vorherrschend. Dies ist besonders im E-lichen und N-lichen Teile des Gebietes der Fall, wo, wie z. B. in der Umgebung des Wäldchens von Sóly oder in der Gegend von Veszprém mehr als an einer Stelle die Bildungen der mittleren Trias durchwegs dolomitisch sind.

Gegen W und S tritt die dolomitische Fazies allmählich in den Hintergrund. In den Aufschlüssen bei der Cserhalompuszta z. B. reicht der Dolomit der anisischen Stufe noch bis zur Basis der Trinodosuszone und erst diese Zone, ferner die ladinische Stufe und die Basis der karnischen tritt in Form von Mergeln und Kalken auf. In der anisischen Stufe des nahen Alsóerdő bei Veszprém, W-lich von ersterer Stelle, ist nicht nur die Trinodosuszone ganz, sondern auch der obere Teil der Decurtatenzone kalkig und mergelig; in der ladinischen und karnischen Stufe aber bilden die Dolomite vorwiegend nur Einlagerungen. Diese Dolomiteinlagerungen beschränken sich noch weiter gegen W (bei Vámos) lediglich auf dünne Horizonte. Jenseits des Bruches von Litér schliesslich, SW-lich von Vámos beschränkt sich die dolomitische Fazies in den Ablagerungen zwischen dem Megyehegyer Dolomit und dem Hauptdolomit auf das Minimum. Im allgemeinen kann gesagt werden, dass die an dem jüngeren Bruche von Veszprém zutage gelangte Mitteltrias von E gegen

W, die an dem älteren Bruche von Litér aufgebrochene Mitteltrias von W gegen E allmählich dolomitischer wird.

In der Ausbildung der unteren Trias gibt sich längs des ganzen Balatongebirges verhältnismässig noch die meiste Beständigkeit kund. Hier wird das anfangs mehr grobe, später feinere klastische Meeressediment allmählich durch in ruhigem Wasser abgelagerte Bildungen, Mergel, Kalksteine und schliesslich Dolomite abgelöst, und erst gegen Ende der unteren Trias treten wieder Mergel auf. Diese Reihenfolge der Sedimente lässt auf ein langsames Sinken des Meeresbodens schliessen und diese Niveauveränderung wird erst gegen Ende der unteren Trias widersinnig, d. i. zu dieser Zeit tritt eine kurze Hebung des Meeresbodens ein, womit die Ablagerung des Schlussgliedes der unteren Trias, des Plattenkalkes zusammenfällt.

Die untertriadische Gesteinsgruppe weist nicht nur im ganzen, sondern auch in ihren einzelnen Details eine so bedeutende Übereinstimmung mit den äquivalenten alpinen Triasbildungen auf, dass dies nur mit dem Übereinstimmen der physikalischen Verhältnisse, der Homogenität der kontinentalen Massen, die das Material zu den klastischen Bildungen lieferten und mit dem zeitlichen Zusammentreffen der Niveauveränderungen erklärt werden kann.

Diese grosse Übereinstimmung setzt sich dann auch im unteren Abschnitt der mittleren Trias fort. Im oberen Abschnitt, in der karnischen Stufe zeigt sich die Übereinstimmung jedoch nur noch in dem Umstand, dass hier ebenso wie in den Alpen der rasche Wechsel der Fazies eine allgemeine Erscheinung bleibt.

Die Abweichungen zwischen den gleichartigen Bildungen der Bakonyer und alpinen Trias wurden natürlich schon vor längerer Zeit bemerkt, und ebenso auch die gemeinsamen Züge. Aus der Geschichte der Bakonyer Triasgeologie ist es bekannt, dass jeder Forscher des Balatongebirges und des Bakony die grosse Ähnlichkeit unserer und der alpinen Trias wahrnahm. Auch jene Fachleute, die das Material der neueren Aufsammlungen bearbeiteten, berufen sich mehr als einmal auf diese Ähnlichkeiten.

So erkennt Bittner in dem Gesteinsmaterial und den Fossilien des oberen Abschnittes der Mergel von Veszprém ein Ebenbild des nordalpinen Opponitzer Kalksteines; zugleich hebt er das *Spiriferina Lipoldi* führende Gestein von Veszprém sowie jenes, welches den Carditenoolith bildet als solche hervor, die das Bild der S-alpinen Bleiberger Schichten zur Schau tragen (Bittn. Lam. S. 78). Frech aber betont, dass das mitteltriadische Profil von Füred von den Estherienmergeln bis zu dem oberen karnischen Horizont fast ganz mit dem Profil der Raibler Scharte übereinstimmt.[1] In Veszprém und dessen Umgebung z. B. behält die mittlere Trias diese Füreder und Raibler Fazies nur noch bis zu einem gewissen Grade bei. Es tritt nämlich hier insofern eine Veränderung ein, als jetzt Dolomite und kalkige Ablagerungen viel massenhafter auftreten, was ohne Zweifel auf die abweichenden Eigenschaften der damaligen äusseren Verhältnisse (grössere Entfernung vom Strande, tieferes Wasser, häufige Veränderungen im Niveau des Meeresgrundes) hindeutet. Im E-lichen Teile des Gebietes z. B. tritt die ganze zutage liegende mittlere Trias in dolomitischer Ausbildung auf und bloss die Wengener Schichten und die tiefsten Horizonte der Raibler-Cassianer Schichten verbleiben als kalkige und mergelige Gruppe — ja wie gezeigt wurde, auch diese nicht überall.

---

[1] Frech: Nachträge zur Fauna des Bakonyer Muschelkalkes, Cassianer Schichten usw.

Weiter gegen W, bei Veszprém ist auch bei den karnischen Bildungen dasselbe zu beobachten, u. zw. in erster Reihe dort, wo sich in die mergelig-kalkige Fazies des unteren Abschnittes Klippendolomite einfügen (Profil VIII, XII). Aus dem Profil VIII geht hervor, dass die Ablagerung der dolomitisch-kalkigen Fazies hier nur durch den Estherienmergel auf eine Zeit unterbrochen wird, ein Vorgang, der sich alsbald wiederholt und nach dem Profil XII, W-lich von Veszprém, besonders am Gulyadomb mit geringen Unterbrechungen bis fast zum Hauptdolomit andauert, da erst die Schichten mit der Torer Fauna wieder namhafte klastische Gemengteile führen.

Wieder andere Verhältnisse finden sich im E-lichen Teile von Veszprém und noch weiter E-lich von der Stadt, auf dem sich gegen Kádárta erstreckenden Plateau, indem hier der grösste Teil der karnischen Ablagerungen bereits tatsächlich aus Mergeln und Kalken besteht.

Dasselbe ist bei Vámos, SW-lich von Veszprém der Fall, wo die karnischen Dolomite ebenfalls in den Hintergrund treten. Ja noch weiter W-lich, z. B. in dem Füreder Profile Frechs, tritt diese Fazies, den Megalodendolomit abgerechnet, überhaupt nicht mehr auf.

Das nahezu gänzliche Fehlen der karnischen Dolomite im S-lichen Triaszuge des Balatongebirges wird übrigens bereits von J. v. Böckh erwähnt.

Hand in Hand mit diesen Erscheinungen schreitet das Überhandnehmen der mergeligen Ablagerungen. Der mächtige karnische Dolomit des Forráshegy wird gegen das Nosztori-Tal allmählich schmäler und keilt sich, bevor er noch das Tal erreicht, vollkommen aus. Hier wird er bereits durch Kalke und vornehmlich Mergel vertreten. Jenseits des Tales verschwinden aus der karnischen Stufe die Dolomite, bloss der einzige *Megalodus carinthiacus*-Horizont verbleibt als dolomitische Fazies, im übrigen treten im Hangenden bis zum Hauptdolomit mergelige Kalke, im Liegenden bis zur unteren Grenze der mittleren Trias fast ausschliesslich Mergel auf. In solcher überwiegend mergeliger Fazies finden sich die karnischen Ablagerungen im ganzen S-lichen Zuge.

Hier wird jedoch die einstige Strandnähe nicht nur durch das Anwachsen des klastischen Materials verraten, sondern auch durch das Zunehmen der in den Festlanddetritus begrabenen organischen Reste; während sich nämlich in der Umgebung von Veszprém (z. B. am Jeruzsálemhegy) in dem mergeligen Material unter der Physocardiengruppe Pflanzenreste nur sporadisch finden, treten solche S-lich, gegen den Balatonsee zu in den oberkarnischen Mergelablagerungen sehr häufig auf, was darauf hindeutet, dass der S-liche Saum des Balatongebirges dem mit Vegetation bedeckten Festlande näher lag, als die Umgebung von Veszprém.

Diese heteropischen Bildungen der E-lichen und W-lichen Gebiete des Balatongebirges setzen also abweichende physikalische Verhältnisse voraus. Hier wirkte die Nähe des Strandes und damit die lebhaftere Bewegung, allenfalls Strömung des Wassers, der kräftigere Wellenschlag, reichere Niederschläge, vielleicht wasserreiche Flussmündungen, durch welche die mechanischen Ablagerungen anwachsen; hier wieder überwiegend ruhige Sedimente, in einem Teil derselben vielleicht ein Archipel, daher der auffällig häufige Wechsel von mechanischen Ablagerungen und kalkigen Bildungen — im anderen Teile sublitorale Becken, in die bereits viel weniger und viel seltener klastisches Material gelangte.

Bei Betrachtung der Mannigfaltigkeit der karnischen Sedimente drängt sich zumindest die Annahme solcher Verhältnisse auf.

Der Schauplatz der in engeren Grenzen zur Geltung gelangenden und häufigen Faziesveränderungen ist, wie erwähnt, der E-liche Teil des Gebietes und noch mehr die Umgebung von Veszprém. Wir wollen nur an jenen augenfälligen Gegensatz denken, der in der überwiegend mergeligen Zusammensetzung des Gebietes E-lich vom Buhim- und Aranyostale bei Veszprém zum Ausdruck gelangt, im Gegensatz zur fast ausschliesslich dolomitischen Fazies des W-lichen Gebietes. Dieser Gegensatz kann kaum anders als mit plötzlich eintretenden, günstigeren Bedingungen zur Klippenbildung gegen W erklärt werden. Dies sind nämlich jene Punkte, an denen die mergelige Fazies gegen die angrenzende dolomitische Fazies oder umgekehrt, auskeilt, weshalb die sich auskeilenden mergeligen und dolomitischen Bildungen als zu gleicher Zeit entstandene Faziesveränderungen betrachtet werden müssen, da ja die Dolomite und Mergel idente Faunen führen. So scharf aber auch die Abweichung in der lithologischen Beschaffenheit und der Entstehung der einzelnen Sedimente erscheint, darf man sich, bei den reichlichen Übergängen zwischen Dolomit, Kalkstein und Mergel auf unserem Gebiete auch vor der Annahme einer solchen Dolomitisierung nicht gänzlich verschliessen, die diese Übergänge nicht nur zur Zeit der Ablagerung, sondern auch später hervorbrachte. Und gerade auf diesem Gebiete hätte man keinen Grund dazu, da sich hier in der Beschaffenheit der Ablagerungen sowie in den biologischen Eigentümlichkeiten der Faunen alle Erscheinungen der litoralen und klippennahen, also wechselnd tiefen und zwischenhin auch stagnierenden Gewässer, und solcherart also auch die Ergebnisse der in solchen Wässern voraussichtlichen chemischen Veränderungen vorfinden.

Interessant sind schliesslich auch jene Fälle, wo der reine Kalkstein plötzlich in Dolomit übergeht, ohne dass sich die beiden Gesteine scharf trennen würden. Die schönsten Beispiele für solche Fälle finden sich im Tridentinuskalke und Füreder Kalke des Őrhegy und des Wäldchens von Sóly. Hier lassen sich von diesen Gesteinen auch Handexemplare verfertigen, deren eine Hälfte reiner Kalk, die andere feinkörniger, charakteristischer Dolomit ist. Oder aber im oberen brachiopodenreichen Horizont der Decurtatenzone bei der Cserhalompuszta, der wieder in horizontaler Richtung bald als grauer Kalkstein, bald als ebensolcher Dolomit auftritt, trotzdem beide Gesteine ein und derselben Schicht angehören. Auch bei diesen Fällen drängt sich die Frage der nachträglichen Dolomitisierung auf, die, wie übrigens die Frage der Dolomitbildung im allgemeinen, noch mehr oder weniger Klärung bedarf.

Diesen Umständen, die das rasche und ziemlich häufige Wechseln der Fazies verursachten, gesellten sich noch jene zeitweisen Dislokationen bei, die wohl durch häufigere Grundniveauschwankungen hervorgerufen worden sind. Solche Dislokationen dürften wohl vornehmlich in der Raibler Periode eingetreten sein, wie dies die stellenweise wahrnehmbare, wenngleich nur geringfügige Diskordanz der Raibler Dolomite (Pribékkert, Nagyvári-udvar, Benedekhegy, Gulyadomb) zu zeigen scheint. Ähnliche Erscheinungen können auch aus den Alpen angeführt werden, wo sich an der Grenze der Raibler Dolomite ähnliche Bodenschwankungen feststellen lassen.

Wir wollen nun die Bildungen der einzelnen Perioden näher betrachten und ihre alpinen Beziehungen feststellen.

P a l ä o z o i k u m? Eine kleine Partie von phyllitischem Tonschiefer mit Diabas-

intrusionen am S-Rande des Bruchtales von Veszprém. Diese Bildung wurde 1907 von L. v. Lóczy entdeckt.

Dyas. Unter den ältesten, an der Bruchlinie längs des Balatonsees zutage tretenden Bildungen kommt gewissen Quarzkonglomeraten (Verrukano) und roten Quarzsandsteinen (Richthofens Grödener Sandsteine) eine grosse Rolle zu. Ehemals wurden sie an die Basis der Trias gestellt, gegenwärtig jedoch kehrt manallgemein zur alten Buchschen[1] und durch Suess[2] aufgefrischten Auffassung zurück und stellt dieselben zur Dyas.

Solche Gesteine zeigen sich jedoch auf meinem Gebiete nur an den Lösslehnen SW-lich von Liter und auch hier nur an einigen Punkten, weshalb ich mich mit diesen nicht weiter befassen will.

Untere Trias. Bei Beschreibung der Werfener Gruppe wurden Werfener Schiefer, Werfener Dolomit und Plattenkalk erwähnt. Eine solche Gliederung der Werfener Gruppe ist insofern zu beanstanden, als es auch innerhalb der „Werfener Schiefer" Dolomit und Kalkstein gibt, wenn auch diese Bildungen hier so untergeordnet auftreten, dass sie mit dem oberen Dolomit der Werfener Gruppe nicht verwechselt werden können. Diese Zweiteilung stützt sich nur auf petrographische Grundlagen und will die Einheitlichkeit der Campiler Schichten durchaus nicht berühren. Auf unserem Gebiete jedoch, wo Dolomite in mehreren Stufen auftreten, erschien die gesonderte Erwähnung des unter dem Plattenkalke lagernden oberen Dolomits zweckmässig. Übrigens befassen sich Lóczy und Frech in der Monographie des Balatonsees mit der Werfener Gruppe eingehend, weshalb ich hier nur auf ihre Arbeiten verweisen will.[3]

Mittlere Trias. 1. ***Anisische Stufe.*** Die an der Basis der anisischen Stufe des Balatonsees lagernde älteste Bildung, Böcks Megyehegyer Dolomit ist mir nur in dieser petrographischen Ausbildung bekannt. Eine andere Fazies kommt auf unserem Gebiete nicht vor, und bloss in der oberen Partie treten kalkigere Gesteine auf, so z. B. beim Wäldchen von Sóly und in dem Gebiete N-lich vom Wegräumerhause bei Gelemér. Seine Zugehörigkeit zum Muschelkalke erscheint durch Fossilien (*Spiriferina Mentzelii Dkr.* sp., *Myalina eduliformis* mut. *praecursor* Frech) erwiesen. J. v. Böckh erwähnt, wie aus der geschichtlichen Einleitung bekannt ist, aus dem obersten Teile des Megyehegyer Dolomits, u. zw, vom Megyehegy selbst (l. c. S. 47) einen Cephalopoden, *Balatonites balatonicus* Mojs. (*Ammonites* cfr. *carinthiacus* Mojs.). Dies ist also betreffs des Alters der Bildung als entscheidender Fund zu betrachten. Da jedoch nach Böckh hier auf dem Dolomit bereits die Bänke des Tridentinuskalkes lagern, erscheint mir auch jene Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass die obere Partie des Dolomits am Megyehegy nichts anderes ist, als eine dolomitische Fazies der höheren anisischen Bildungen, umsomehr als der erwähnte Cephalopode im Balatongebirge anderweitig in höheren Horizonten der Decurtatenzone vorkommt.

Es soll noch bemerkt werden, dass sich ein sicherer Vertreter des im Profi von Felsőörs über dem Megyehegyer Dolomit lagernden fossilleeren Mergels (Böckh l. c. S. 60, Profil III, Nr. 3, dann Lehne des Forráshegy S. 63, Nr. 3; ferner das

[1] Mineral. Taschenbuch. 1824.

[2] Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. LVII/1, S. 230.

[3] Frech: Nachträge S. 10—12; Die Leitfossilien der Werfener Schichten usw. S. 4 und 50.

Profil L. Roth v. Telegds Földtani Közlöny, Bd. I, S. 215, Nr. II) auf meinem Gebiete nicht fand, da sich nur an der SW-Ecke des Alsóerdő bei Veszprém, sowie in demselben Walde, in der von der Landstrasse Veszprém—Füred und die Grenze der Komitate Veszprém und Zala umfassenden Ecke an der oberen Grenze des dortigen Megyehegyer Dolomites ein dolomitischer, fossilleerer Mergel findet, der auf Grund seiner Lagerung und in beschränkterem Masse auch seiner petrographischen Beschaffenheit wegen auf den ähnlich lagernden Mergel in den Profilen Böckhs und Roths verweist.

Die Fazies des Megyehegyer Dolomits reicht auf meinem Gebiete auch noch weiter hinauf als in dem klassischen Profil von Felsőörs, indem sie auch die oberen, und in dem erwähnten Profile in mergelig kalkiger Fazies vorhandenen Recoaroschichten der Decurtatenzone vertritt, ja, wie gezeigt wurde, an wenigen Punkten auch die zur Trinodosuszone gehörigen Sturschen Reiflinger Kalke. An der Stelle unseres Dolomits findet sich in den S-Alpen der Mendola-Dolomit, in den N-Alpen aber der untere Abschnitt des Rameau-Dolomits.

Im unteren Abschnitt der anisischen Stufe, in der Decurtatenzone konnte J. v. Böckh den auf den Megyehegyer Dolomit folgenden Brachiopodenhorizont (Sturs Recoarokalk) von dem darüber folgenden Cephalopodenkalke (Reiflinger Kalk Sturs), welcher hier die Trinodosuszone vertritt, abtrennen.[1]

Auf meinem Gebiete lässt sich jedoch diese Trennung schwerlich durchführen. Nur Cserhalompuszta bildet jenen Punkt, wo auf Brachiopoden führende Decurtatenkalke und vornehmlich -dolomite die mergelig-kalkigen und Cephalopoden führenden Ablagerungen der Trinodosuszone folgen, in denen jedoch einzelne Vertreter der Brachiopodenfauna der Liegendzone (*Spirigera trigonella, Spiriferina Mentzelii*), ebenfalls vorkommen. Anderweitig aber, so z. B. im E-lichen Teile des Gebietes (E-lich vom Bruche von Kadarta-Szabadja) trifft man die Brachiopoden führende Abart der Decurtatenzone überhaupt nicht an, da hier die dolomitische Fazies der Zone bis zu den bekannten Trinodosuskalken vom Berekhegy hinaufreicht und nebst Brachiopoden auch Lamellibranchiaten (*Spirigera trigonella, Spiriferina Mentzelii*, und *Myalina eduliformis*) führt. Die Trinodosuskalke des Berekhegy vereinigen die charakteristischesten Formen der beiden benachbarten Zonen noch inniger in sich und führen sogar die beiderseitigen Leitfossilien (*Rh. decurtata* var. und *Cer. trinodosus*). Dabei ist auch die in diesen Schichten vorkommende verhältnismässig reiche Bivalvenfauna wichtig.

Jedoch auch bei den Gesteinen des an die Cserhalompuszta W lich angrenzenden Alsóerdő bei Veszprém ist zwischen den beiden Zonen keine scharfe Grenze zu ziehen. So traf ich die Brachiopodenfazies von Felsőörs der Decurtatenzone auch hier nicht an. Es tritt hier unter der vom Gyürtető bei Vámos bekannten und fast ausschliesslich Cephalopoden führenden Gesteinsfazies der Trinodosuszone eine Ablagerung (dunkelbräunlicher und grauer fester Kalk) auf, die ebenfalls Formen aus beiden Zonen in sich vereinigt (*Spiriferina Mentzelii, Terebratula vulgaris, Ceratites trinodosus, Ptychites flexuosus* usw.) und neben den Bivalven vom Berekhegy auch die bekannte Frechsche Bivalven-Pygmäenfauna führt.

Die Bedeutung dieser offenbaren Faunenvermischung wird erst bei der mono-

[1] Mojsisovics unterscheidet im unteren Muschelkalke des Bakony (Decurtatenzone) vier Fazies, u. zw. von unten nach aufwärts folgende: dolomitische, fossilleere Cephalopoden- und Brachiopodenfazies (Faunengebiete usw. S. 104.) Arthaber erwähnt ausser diesen auf Grund der Pygmäenfauna im Alsóerdő bei Veszprém auch eine Bivalvenfazies (Lethaea S. 420..

graphischen Beschreibung der anisischen Stufe des ganzen Balatongebirges gebührend erwogen werden können.

Die Trinodosuszone ist also in zweierlei Fazies ausgebildet. Die eine ist jene, die nach ARTHABER eine etwas ältere Fauna führt und die in Form von gelb verwitterndem grauen, gut geschichtetem, mergeligen Kalk auftritt. Diese S-alpine Fazies kommt im Alsóerdő bei Veszprém und am Gyürtető vor. Die andere ist die rötlichbraune feinkörnige, an Sandstein erinnernde Fazies vom Berekhegy, die sich auf dem ganzen E-lichen Gebiete und auch bei der Cserhalompuszta findet, obwohl hier, sowie bei Kádárta neben der roten auch eine graue Färbung vorkommt.

Das Wäldchen von Sóly bildet auch in dieser Beziehung eine Ausnahme, indem hier selbst die Trinodosuszone zumeist durch Dolomite vertreten wird, aus denen jedoch keine bestimmbaren Cephalopoden hervorgingen.

Die Fauna der Fazies vom Berekhegy hält ARTHABER[1] für jünger, und auch hier wieder die Fauna am Berekhegy für die jüngste, die schon als Grenzbildung gegen die ladinische Stufe zu betrachten ist.

Schliesslich bestätigt ARTHABER jene aus dem Studium der Brachiopoden aus dem Bakony (bezw. Balatongebirge) geschöpfte Ansicht BITTNERS, dass die Muschelkalkfauna des Bakony (bezw. Balatongebirges) eine vermittelnde Stellung zwischen der N- und S-alpinen Fauna einnimmt.[2]

2. ***Ladinische Stufe.*** Mit der zur *Trachyceras Reitzi*-Zone gehörigen Ablagerung fügen sich in die mittlere Trias des Bakony hornsteinführende, knollige Kalke und Mergel ein, die nur verhältnismässig selten durch Dolomite vertreten werden, weshalb die Reitzi-Kalke die am leichtesten kenntlichen Glieder der mittleren Trias des Bakony sind. Durch ihre eigenartige Zusammensetzung erinnern sie auch an die S-alpine Buchensteiner und N-alpine Reiflinger Fazies und deren Kalke, u. zw. auch dadurch, dass sich in ihnen eruptive Tuffe, ferner tonigere oder reiner kalkige fossilreiche Einlagerungen finden.

Als Äquivalent der Reitzi-Schichten wurde bisher der Buchensteiner Kalk betrachtet. PHILIPP[3] jedoch überzeugte sich bei Überprüfung der RICHTHOFENschen Buchensteiner Schichten (Geogn. Beschr. d. Umgeb. v. Predazzo) davon, dass diese Ablagerung nur betreffs der Gesteinsfazies mit den Reitzi-Schichten des Balatont gebirges in Beziehung gebracht werden kann, hinsichtlich ihrer Fauna jedoch nicht. PHILIPP stellte die Buchensteiner Schichten als eine Bildung von rein lokalem Weran die Basis des Marmolatakalkes, während er die Reitzi-Schichten des Bakony mider im Marmolatakalke selbst lagernden Zone mit *Trachyceras Reitzi*, *Tr. Curionii* und *Tr. recubariensis* parallelisiert (ebendort S. 34). Bei uns weist diese Zone betreffs ihrer petrographischen Ausbildung tatsächlich eine grosse Ähnlichkeit mit den hierhergehörigen vicentinischen und judikarischen Schichten auf. Die gemeint samen faunistischen Charakterzüge werden nebst vielen identen Cephalopodenarten auch durch das Auftreten der Brachiopoden von Muschelkalktypus, (*Rhynchonella trinodosi*, *Spiriferina Köveskálliensis*, *Spiriferina Mentzelii*, *Spirigera trigonella*) sowie von *Daonella Taramelli* MOJS. vermehrt. Der Muschelkalkcharakter der aus

---

[1] ARTHABER: Die Werfener Schichten d. S-lichen Bakony (Pal. Anh.) S. 16.

[2] Ebendort S. 17.

[3] H. PHILIPP.: Palaeontol-geol. Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo; Zeitschr. d. deutsch geolog. Gesellsch. 1904.

dem Reitzi-Kalke bisher hervorgegangenen Fauna wird nach Böckh[1] auch von Frech,[2] Arthaber[3] und Bittner[4] bekräftigt.

Karnische Stufe. 3. Im Tridentinuskalke setzt sich die erwähnte hornsteinführende und knollige Kalksteinfazies fort. Daneben finden sich in den oberen und unteren Horizonten dieser Ablagerung ebenfalls mergelige Zwischenlagerungen. In den unteren zeigen sich dunkelrote, ins Violette spielende weiche, fast tonige Linsen (Wäldchen von Sóly, Katrabocza). Dies ist jene Abart, welche Frech auf S. 25 seines „Neue Cephalopoden" ebenfalls erwähnt, und die derselbe Autor auf S. 51, in der Rubrik B_3 sogar abscheidet.

Die zweite, die obere Abart hängt mit der Frage der kritischen Stellung des Böckhschen Füreder Kalkes innig zusammen, weshalb wir uns damit eingehender befassen müssen.

Die charakteristischen Züge des Tridentinuskalkes sind nach Böckh die gute Schichtung, die knollige Oberfläche, die rote Färbung, die reiche Führung von ebenfalls rotem Hornstein (l. c. S. 48, 49, 67, 89 usw.). Mehr als einmal fügt jedoch J. v. Böckh bei der Beschreibung hinzu, dass sich auch Übergänge zu gelben und grauen Abarten finden. Zu dieser Charakterisierung soll bloss hinzugefügt werden, dass die erwähnten hellen Abarten zumeist in den höheren Horizonten der Kalksteingruppe vorkommen. Dieser Umstand veranlasst J. v. Böckh folgendes hinzuzufügen: „Dort, wo der Tridentinuskalk sich mit seiner charakteristischen roten Farbe entwickelte, ist auch die Grenze des Füreder Kalkes sehr scharf; nur dort, wo der Tridentinuskalk in lichtere Farben übergeht, wird auch die Grenzlinie weniger scharf charakterisiert". (S. 99.) Und diese obere helle Abart ist in der Gruppe des Tridentinuskalkes fast allgemein. Gut entwickelt ist dieselbe auf dem Gebiete am Tóhegy, im Wäldchen von Sóly und auch bei Kádárta; an anderen Punkten weniger gut, jedoch immer bemerkbar. Das Auftreten am Tóhegy und bei Sóly lässt es unzweifelhaft erscheinen, dass diese helle Abart tatsächlich zum Tridentinuskalke gehört, da sie ja in der roten Abart selbst auftritt. Anderweitig kommt sie als Schlussglied vor, und dies ist jener Fall, wo sie vom Füreder Kalke schwer zu trennen ist, oder wo sie — falls letzterer, wie gerade bei Felsőörs, nicht typisch ausgebildet ist, sondern allenfalls in dolomitischer Fazies — leicht mit demselben verwechselt werden kann.

Besonders die Verhältnisse bei Felsőörs und das besprochene Profil des Wäldchens von Sóly erweckte in mir den Verdacht, dass jene Cephalopoden, die bisher als solche aus dem Füreder Kalke beschrieben wurden, allenfalls gar nicht aus dem Füreder Kalke stammen, sondern aus der erwähnten hellen oberen Abart des Tridentinuskalkes gesammelt wurden.

Diese Vermutung wird durch Mojsisovics' folgende Worte nur noch bekräftigt: „Da nun der über den roten Kalksteinen des Bakonyer Waldes folgende weisse „Füreder Kalk" in seinem *unteren* Teile eine Fauna führt, welche durchaus mit der Fauna der typischen Wengener Schichten übereinstimmt, so könnte man hierin eine Andeutung zu einer weiteren Gliederung der Zone des Trachyceras Archelaus erblicken. Doch halte ich die vorliegenden Daten durchaus nicht für ausreichend, um einen derartigen Schluss zu ziehen. Die in den beiden Abteilungen vorkommen-

[1] J. v. Böckh: Südl. Bakony. I. T., S. 152.

[2] Fr. Frech: Neue Cephalop. S. 59.

[3] Arthaber: Lethaea, II. Alpine Trias d. Medit. Pr. 422.

[4] Bittner: Bakonyer Triasbrachiop. S. 58.

den Arten gehören soweit sie verschieden sind, verschiedenen Formenreihen oder Formengruppen an" usw.[1] Mojsisovics ist also geneigt, einen unteren und oberen Füreder Kalk zu unterscheiden, und wird dabei durch die Abweichungen in der Fauna des unteren und oberen Horizontes des „Füreder Kalkes" unterstützt. Es drängt sich daher hier sehr leicht der Gedanke auf, dass bei den späteren Aufsammlungen in diesen Horizonten des Balatongebirges die erwähnte helle Abart des Tridentinuskalkes und der damit benachbarte Füreder Kalk als eine gleiche Gruppe betrachtet wurden, umsomehr als zwischen diesen beiden Ablagerungen bisher keinerlei Scheideglied bekannt war. Wie ich von Lóczy vernehme, gelangte die bei Frech in der Rubrik C) der erwähnten Faunenliste angeführte Fauna aus dem „Füreder Kalke" ebenfalls aus dieser oberen, hellen Abart des Tridentinuskalkes zutage. Der grösste Teil der Formen wurde ja im Profil von Füred gesammelt, wo der „Füreder Kalk" ausschliesslich in dolomitischer Fazies ausgebildet ist. Daher kommt es, dass Diener von der Abtrennung des Tridentinus- und „Füreder Kalkes" spricht.[2] Hierauf weist ferner die Tatsache hin, dass der weisse Mergelkalk von Felsőörs, welcher über dem Tridentinuskalke lagert, auch von Böckh nicht für sicheren Füreder Kalk gehalten wurde. Ebenfalls in Böckhs Arbeit wird über den Füreder Kalk noch gesagt, dass sich darin Trachyceratenfragmente, und Brachiopoden fanden, ferner, dass die Formen von jenen des Tridentinuskalkes abweichen.

Es zeigt sich also, dass J. v. Böckh den Füreder Kalk von den Tridentinusschichten getrennt hielt; und wenn man heute von dem Füreder Kalke doch als von einer zur Wengener Gruppe gehörigen Ablagerung spricht, so ist einerseits die Verwechslung der beiden an einander angrenzenden Horizonte, sowie die Aufzählung der als eine Wengener Form betrachteten *Daonella Lommeli* Wissm. aus dem Füreder Kalke daran schuld.

Böckh erwähnt nämlich wiederholt, dass diese Form im Füreder Kalke vorkommt. Ich selbst fand die Art zwar in sicherem Füreder Kalke bisher nicht. Falls sie jedoch trotzdem vorkommen sollte, so ist ihr wegen ihrer grossen vertikalen Verbreitung keine grosse Bedeutung bei der Altersbestimmung beizumessen. Es liegen sogar aus der oberen Mergelgruppe von Veszprém zwei Abdrücke vor, in denen v. Lóczy die Reste dieser Bivalve erkannte. Ja selbst Böckh misst ihr keine solche Bedeutung bei (Ebendort).[3] Diese Umstände unterstützen die Zusammengehörigkeit des Tridentinuskalkes und des echten Füreder Kalkes keineswegs. Es liegen mir jedoch auch noch andere und wichtigere Daten vor, auf Grund deren der Füreder Kalk aus dem Rahmen der Wengener Schichten herausgenommen werden muss. Wir wollen dieselben später nennen und hier nur betreffs des typischen Tridentinuskalkes bemerken, dass nach Herausnahme des Füreder Kalkes aus der ladinischen Stufe die von Frech[4] beantragte Gliederung der Wengener Schichten in untere und obere, nun bloss im Rahmen des Tridentinuskalkes im engeren Sinne durchführbar ist.

---

[1] E. v. Mojsisovics: Die Cephalopoden der mediterr. Triasprovinz. S. 312.

[2] Diener: Neue Cephalop. nsw. S. 16.

[3] Woehrmann erwähnt *Daonella Lommeli* Wissm. ebenfalls mit *Halobia rugosa* (Die Raibler Sch., Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., 1893. S. 693, 735, usw.) und hält es deshalb nicht für unmöglich, dass auch der Füreder Kalk im Bakony in den unteren (*a*) Horizont der Raibler Schichten gehört (Ebendort S. 768).

[4] Frech: Neue Cephalopoden. S. 60.

Das typische rote Gestein des Tridentinuskalkes vergleichen Böckh[1] und Bittner[2] mit der Fazies des Hallstätter Marmors, Frech aber stellt die Übereinstimmung mit den roten Wengener Kalken des Monte Clapsavon in den Vordergrund.[3]

Die obere helle Abart des Tridentinuskalkes fehlt auch in den Alpen nicht (Seiser Alm).

Für die Zugehörigkeit des im Niveau der Wengener Schichten lagernden Tridentinuskalkes im Balatongebirge soll noch folgendes angeführt werden: Bittner stellt die Wengener und Cassianer Schichten, bei Parallelisierung der Lettenkohlengruppe mit der Lunz-Raibler Gruppe ins Hangende des im weiteren Sinne genommenen Muschelkalkes[4] Zittel hingegen schliesst den Muschelkalk mit den Buchensteiner Schichten, also unseren Trachyceras Reitzi-Kalken ab,[5] und betrachtet die Wengener Schichten im Einvernehmen mit Stur[6] und Benecke[7] als alpine Äquivalente des unteren Niveaus der Lettenkohlengruppe. Betreffs ihrer Bedeutung in der alpinen Trias setzt er hinzu, dass ihre Fauna mehr auf eine St. Cassianer, als auf eine Buchensteiner Verwandtschaft deutet, ferner dass auch die stratigraphische Zusammengehörigkeit dieser beiden Schichtengruppen (in den S-Alpen) offenbar ist;[8] schliesslich gelangt er in Anbetracht der paläontologischen Bedeutung des Pachycardientuffes der Seiser Alpe zu dem Schlusse, dass die vom Wenger Horizont bis zu der Torer Gruppe (inkl.) reichenden Ablagerungen eine natürliche Einheit bilden.

Zur Beantwortung dieser Frage sind nicht minder auch jene Ergebnisse wichtig, die durch das Studium des Materials aus dem Bakony erzielt wurden. So erklärt Kittl über die Gastropoden des Tridentinuskalkes, dass sie den Cassianer Formen näher stehen als den mit dem Tridentinuskalke ungefähr gleichaltrigen Echinogastropoden.[9] Frech aber äussert sich über die Cephalopoden des Tridentinuskalkes in ähnlichem Sinne.[10]

Alleinstehend erscheint jedoch die vom Tóhegy bei Hajmáskér beschriebene Muschellumachella, von der nur das eine unzweifelhaft ist, dass sie stratigraphisch in den Rahmen der Tridentinuskalkgruppe gehört.

Wir wollen nun zu der Frage des Füreder Kalkes zurückkehren und in erster Reihe das im Wäldchen von Sóly Beobachtete in unser Gedächtnis zurückrufen. Bei der Beschreibung des Wäldchens von Sóly wurde erwähnt, dass der Tridentinuskalk dort bedeutend hornsteinführend und rot ist, das typische Gestein wird also nach oben zu stufenweise blässer und die Hornsteinführung nimmt ab, so dass die oberste Bank der Gruppe bereits ganz grau ist und wenig Hornstein führt, also den petrographischen Charakter des Füreder Kalkes annimmt. Auf diesen oberen grauen Schichten lagert ein schmutzigweisser, mit kleinen Kalksteinknöllchen

---

[1] L. c. S. 88.

[2] Bittner: Lamellibr. S. 100.

[3] L. c. S. 55.

[4] Bittner: Über die stratigr. Stellung d. Lunzer Schichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1897, S. 447.

[5] Zittel: Über Weng., Cass. und Raibler Schichten. Sitzungsber d. kgl. bayer. Akad. 1899, S. 355.

[6] Stur: Geologie der Steiermark. S. 232, 313.

[7] Benecke: Lettenkohlengr. in d. Lunzer Sch.; Berichte d. naturf. Gesellsch. zu Freiburg, 1896, S. 149.

[8] L. c. S. 356.

[9] Kittl: Bakonyer Triasgastropoden. S. 4.

[10] Frech: Neue Cephalopoden. S. 52.

erfüllter, wenig mächtiger Mergel, der bisher bloss eine karnische Fauna (*Arcestes* cf. *ausseeanus* Hau., *A.* cf. *bicarinatus* Mstr., *Lobites* cf. *ellipticus* Hau., *Joannites* cf. *cymbiformis* Wulf. em. Mojs., *Trachyceras Hofmanni, Halobia rugosa, Rhynchonella linguligera* usw.) lieferte. Über dem Mergel folgt neuerdings ein grauer, gelblich-weiss verwitternder, nur sehr wenig Hornstein führender Kalkstein mit welliger Oberfläche, der nach oben zu in einen dünner geschichteten Kalk mit unebener Oberfläche übergeht. Die Parallelisierung dieser Kalksteingruppe mit dem Füreder Kalke wurde bisher immer durch den Liegendmergel mit seinen Faunenelementen, — die jünger sind als die Wengener Formen des Füreder Kalkes — verhindert. Es blieb also nichts anderes übrig, als den Böckhschen Füreder Kalk einer Revision zu unterziehen, u. zw. an solchen Punkten, wo derselbe nach Böckh typisch ausgebildet ist.[1] Solche Punkte sind der oberhalb Paloznak sich erhebende Csákányhegy sowie der Péterhegy bei Balaton-Füred.

Am Csákányhegy konnte folgendes beobachtet werden:

Unmittelbar oberhalb der hornsteinführenden Bänke des Tridentinuskalkes ist an der Oberfläche eine kleine Einsenkung zu sehen, die mit mächtigem Waldboden ausgefüllt erscheint. Jenseits dieser kleinen Einsenkung folgt dann jene Kalksteingruppe, die von Böckh für Füreder Kalk angesprochen und aus welcher auch *Daonella Lommeli* erwähnt wird.

Der Füreder Kalk des Csákányhegy ist tatsächlich gut entwickelt. Das Gestein unterscheidet sich in nichts vom Füreder Kalke des Wäldchens von Sóly. Was jedoch wichtiger ist, liegt in dem Umstand, dass der an der Basis des Füreder Kalkes im Wäldchen von Sóly vorkommende schmutzigweisse Mergel sich auch im Liegenden des Füreder Kalkes am Csákányhegy findet. Wenn er auch hier Fossilien, vornehmlich kleine Brachiopoden, Gastropoden und kleine Cephalopoden führt, gingen von diesem Punkte bisher keine brauchbaren Exemplare hervor. Auch aus dem hangenden Füreder Kalke konnten bloss einige mangelhafte Brachiopoden gesammelt werden. Doch glaube ich darunter folgende Arten bestimmen zu dürfen: *Rhynchonella linguligera* Bittn., *Rh. Pichleri* Bittn. und *Waldheimia* cfr. *Eudora* Lbe. sp.

Auf den Füreder Kalk folgen neuerdings weisse, jedoch wohl geschichtete Mergel mit *Halobia rugosa.*

Vom Csákányhegy zieht der Füreder Kalk in ähnlicher Ausbildung an den W-Rand des Nosztoritales und von hier weiter SW-lich auf den Péterhegy. Dieser Gesteinszug ist über 3 km lang. Wo jedoch das unmittelbare Liegende des Kalksteines zugänglich ist, erscheint der erwähnte schmutziggraue Mergel überall. Wo der in Rede stehende Mergel durch den Oberboden bedeckt wird, ist der Übergang von dem grauen Tridentinuskalke in den ebenfalls grauen und kaum einige Schritte weiter lagernden Füreder Kalk tatsächlich unmerklich. An solchen Stellen macht nur die starke Abnahme der Hornsteinführung darauf aufmerksam, dass man es bereits mit echtem Füreder Kalke zu tun hat. Beachtenswert ist jedoch auch die Erscheinung, dass sich beim Grenzhorizonte gewöhnlich eine kleine Einsenkung findet. Die mit Rasen bedeckte Einsenkung entsteht gerade auf dem leicht verwitternden und der Vegetation einen günstigen Boden liefernden Mergel von Sóly.

Die Zusammenfassung dieser Beobachtungen ergibt, dass die oberen hellen und weniger hornsteinführenden Abarten des Tridentinuskalkes, die bisher für

[1] L. c. S. 99.

Füreder Kalk betrachtet wurden, vom eigentlichen Füreder Kalk durch eine solche Mergelablagerung getrennt werden, die bereits karnische Faunenelemente führt, aus welchem Grunde natürlich der noch höher lagernde echte Füreder Kalk ebenfalls in die karnische Stufe, u. zw. bereits in die Aonoides-Zone zu stellen ist. Nach Frech [1] gehört das Liegende des Füreder Kalkes, der Mergel von Sóly bereits in die Zone des *Lobites ellipticus.*

Der Mergel von Sóly sowie der echte Füreder Kalk sind jedoch auch von Wengener Beziehungen nicht frei. Hierauf deuten die neuesten Funde Lóczys, der im echten Füreder Kalke bei Csopak letzthin auch *Lobites Bouéi* und *Trachyceras Aon* fand. Diese letztere Form kommt auch in der S-alpinen Fauna von Hudiklanec vor — die ebenfalls eine Vermischung von Raibler-Cassianer und Wengener Formen aufweist.[2] Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, dass der oberen mergeligen Abart des Tridentinuskalkes und allenfalls auch dem Hangenden desselben die Rolle einer Übergangsbildung zwischen den Wengener und den Raibler Cassianer Schichten zukommen wird.

Und diese Folgerungen müssen noch durch etwas ergänzt werden, was sich auf die Frage der Vertretung der unteren Cassianer (Stuores oder Aon-) Zone im E-lichen Teile des Balatongebirges bezieht.

Als ich die Cassianer Brachiopoden der bankigen und konglomeratischen Gesteine des Cserhát bei Veszprém, sowie der tiefsten Dolomite von Veszprém sammelte, gab ich mich mit Recht der Hoffnung hin, dass sich auch Vertreter der aus der Trias des Balatongebirges bisher fehlenden Cephalopoden der Aon-Zone finden werden. Noch mehr steigerte sich diese Hoffnung bei der Entdeckung der Lamellibranchiaten von Cassianer Typus. In der Umgebung von Veszprém erfüllte sich diese Hoffnung jedoch bisher nicht.

4. ***Raibler-Cassianer und Raibler-Torer Schichten.*** Es wurde bereits erwähnt, dass die auf den an die Basis der Karnischen Stufe gestellten Wengener Tridentinuskalk folgenden Ablagerungen bis zum Hauptdolomit in zwei heteropischen Fazies ausgebildet sind: in einer mergelig-kalkigen Fazies, welche im S-lichen und W-lichen Teile des Gebietes auftritt und in einer dolomitischen Fazies, die sich wieder in den N-lichen und E-lichen Teilen findet. Als auffälligere Ausnahme ist bloss das Stadtgebiet von Veszprém zu betrachten, wo die beiden in eine Übergangsfazies verschmelzen.

Im E-lichen Teile der Stadt herrschen noch die überwiegend mergeligen und kalkigen Gesteine vor, während sich im W-lichen Teile bereits fast ausschliesslich Dolomite finden.

Die Gliederung der mergelig-kalkigen Fazies am Balatonsee ist folgende:

Liegendes: Wengener Tridentinuskalk.

a) Schmutziggrauer, knolliger Mergel mit einigen dünneren, mehr kalkigen wechsellagernden Schichten (Mergel von Sóly).

Die bisher bekannten Fossilien sind: *Koninckina Leonhardi, Amphiclina squamula, Thecospira* cf. *arenosa, Rhynchonella linguligera, Terebratula suborbicularis, T.* cf. *semiplecta, Halobia rugosa, Mysidioptera* cf. *vixcostata, Nucula* cf. *carantana, Celtites* cf. *epolensis, Anolcites Richthofeni,*

[1] Frech: Nachträge, S. 15.

[2] Lethaea, Alpine Trias, S. 273, 281.

Trachyceras Hofmanni, Lobites cf. *pisum, L.* cf. *ellipticus, Arcestes* cf. *aussceanus, A.* cf. *bicarinctus, Joannites* cf. *cymbiformis.*

b) Mächtiger geschichteter, fester, hellgrauer, kalzitaderiger (zuweilen quarzaderiger) Kalkstein (Füreder Kalk). Seine Fauna: *Rhynchonella linguligera, Rh. Pichleri, Waldheimia* cf. *Eudora, Daonella Lommeli, Anolcites Richthofeni, Trachyceras longobardicum. Lobites Bouéi.*

c) Etwas hornsteinführende, durch Mergellagen unterbrochene, dünnere Kalksteinbänke mit unebenen Schichtflächen (obere Berekhegyer Abart des Füreder Kalkes), *Spirigera Wissmanni, Daonella reticulata, D. cassiana, Arcestes* sp. ind., *Crinoida*-Stielglieder und *Cidaris*-Stacheln.

d) Bräunliche oder bläulichgraue (zuweilen fast schwarze), nach oben hin gelblichgraue, etwas sandige Mergel, gegen das Hangende mit kalkigeren Zwischenlagen. Ihre Fauna: *Rhynchonella linguligera, Rh. tricostata, Halobia rugosa, Gervilleia augusta, Nucula lineata, N.* cf. *carantana, N strigilata, Ctenodonta praeacuta, Leda (?) dubia, Anoplophora, Pappi, Gonodon astartiformis, Flemingia balatonica, Estheria Lóczyi, Carnites floridus, Lobites delphinocephalus.*[1] (Böckh unterer Mergel.)

e) Hellgrauer, bänkiger Kalk, welcher aufwärts überall zu einer groben, kalkigen Breccie oder einem Konglomerat wird (Brachiopodenkonglomerat). Von hier stammen: *Rhynchonella linguligera, Athyris* cf. *goniocolpos, Anolcites Richthofeni, Trachyceras austriacum.*

f) Hellgraue und gelbe Mergel, die nach oben hin ebenfalls mit mehr kalkigen Schichten abwechseln. Bisher bekannte Fossilien: *Terebratula aff. piriformis, Pecten filosus, Halobia rugosa, Lima austriaca, Nucula expansa, Cardita Pichleri, Sirenites subbetulinus, Carnites floridus.*

g) Dunkelgrauer, bituminöser, dolomitischer Kalk und gleicher Dolomit, mit zahlreichen Exemplaren von *Megalodus Carinthiacus.*

h) Gelbliche, mergelige Kalke und Oolithe mit unebener, welliger Oberfläche und mächtigeren Mergelzwischenlagern (Kalk vom Sándorhegy): *Amphiclina squamula Spirigera balatonica, Terebratula julica, T. Wöhrmanniana, T. piriformis* Suess, mut. *alexandrina* Frech, *Avicula aspera, Pecten filosus, Lima austriaca, L. Lóczyi, Ostrea montis caprilis, Mysidioptera incurvostriata, Myophoria inaequicostata, Gonodon Mellingii.* (f, g, h = Böckhs oberer Mergel).

Hangendes: Hauptdolomit.

In dieser Gliederung finden sich drei vorwiegend kalkige und zwei überwiegend mergelige Gruppen.

Der Hauptvertreter der tiefsten kalkigen Gruppe ist der Füreder Kalk, jener der mittleren der in das Brachiopodenkonglomerat übergehende untere gebankte Kalk,

[1] In der Form von dunkelgrauen, fast schwarzen und nahezu tonigen Schiefern, also ähnlich der Fazies im Reingraben findet sich diese untere mergelige Gruppe im Graben Csukrétárok bei Csicsó, wo sie nebst Estherien in grosser Menge fast handgrosse Exemplare von *Halobia rugosa* und spärliche Reste von *Carnites floridus* führt. An dieser Stelle fehlt die Abart vom Berekhegy zwischen dem gebankten Füreder Kalk und dem Estherienmergel fast gänzlich. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch weiter W-lich bei Monoszló, nur scheinen hier Fossilien aus dem auf der gut ausgebildeten Abart vom Berekhegy lagernden dunkelgrauen Schiefer zu fehlen und bloss in den höheren, heller gefärbten und bereits Estherien führenden Mergeln kommt *Halobia rugosa* vor. Auf die Estherienmergel folgt auch hier, wie im Csukrétárok die Cassianer Brachiopoden führende kalkige Gruppe.

der der oberen Gruppe aber der Megalodendolomit. Die beiden mergeligen Gruppen (besonders die obere), welche diese kalkigen Gruppen trennen, sind viel mächtiger augebildet als letztere.

FRECH parallelisiert die Glieder *d)—h)* dieses Profils mit dem Profil der Raibler Scharte, u. zw. derart, dass er im Gliede *d)* d. i. in der unteren mergeligen Gruppe die oberen Cassianer Schichten (Seeland-Alpe) in den höheren Gliedern aber die Äquivalente der Raibler-Torer Gruppe feststellt.[1]

Bei Veszprém sind in mehreren Beziehungen andere Verhältnisse zu beobachten, indem die Ablagerungen von Veszprém und jene der Umgebung verschieden ausgebildet sind.

Es wurde bereits in der Einleitung dieses Abschnittes erwähnt, dass es einen Unterschied gibt zwischen der N-lichen und E-lichen Ausbildung des Mergels von Veszprém (also in der Gegend von Veszprém) und zwischen der S-lichen und W-lichen Ausbildung des gleichen Mergels (also am Balatonsee). Der Unterschied gibt sich, wie bekannt, darin kund, dass dort die dolomitische Fazies vorherrscht, die mergelige aber untergeordnet auftritt, während hier die mergelige Fazies überhandnimmt, während die kalkige, vornehmlich aber die dolomitische Fazies nahezu gänzlich in den Hintergrund gedrängt wird.

Wenn man diese Fazies ihrer geographischen Verbreitung entsprechend in Zonen teilen wollte, so würden sich hier zwei Zonen ausscheiden: eine N-liche, jene von Veszprém und eine S-liche, jene am Balatonsee. Jene besteht aus mehr pelagischen, diese wieder eher aus litoralen Bildungen, obzwar wie bekannt, gerade die Umgebung von Veszprém jener Punkt ist, wo zwischen diesen beiden Ausbildungen die meisten Übergänge anzutreffen sind. Diese Umstände lassen darauf schliessen, dass sich hier der nächste Strand des Triasmeeres im S fand.

In den N lichen Voralpen gehen die sandigen Zonen im Gegenteil gegen S, gegen die Hochgebirgsregionen hin in die aus feinerem klastischen Material bestehenden Schiefer über und so entwickelt sich aus der sandigen Lunzer Fazies die mehr mergelige Reingrabener Fazies, in welcher der Sand ebenso wie bei Veszprém nur unbedeutende Einlagerungen darstellt. Bei uns bildet z. B. die tiefste Gruppe (VI. *a)—b)* — jene, die im Normalprofil längs des Balatonsees mit *d)* bezeichnet wurde — mergelige, etwas sandige und fein glimmerige Schiefer, deren Oberfläche mit zahlreichen Posidonomyen- oder vielleicht besser Halobienwirbeln und kleinen Estherienschälchen bedeckt ist. Die Schale der Formen bildet, falls sie erhalten ist, bloss eine umkristallisierte oder kreideartige Kruste. Zwischen die Schiefer sind stellenweise (Kopáchy-major) feinkörnige und überaus festgepresste sandige Kalksteinschichten eingefügt. Die Gesteinsfazies dieser Gruppe erinnert also mit ihrem Sandgehalt an die Übergangshorizonte der N-alpinen Lunzer und Reingrabener Schichten. Dieser Zug wird auch durch die Fossilführung verschärft; durch das Vorkommen von *Halobia rugosa, (Posidonomya wengensis?* und *Avicula globulus?), Estheria Lóczyi* in den tieferen Horizonten, ferner von zahlreichen Crinoidenfragmenten und Cidarisstacheln sowie vornehmlich *Radiolus dorsatus* in den höheren Schichten;[2] in den Mergeln in der Vágóhid-utcza aber tritt *Carnites floridus* und *Estheria Lóczyi* in grosser Menge auf.

---

[1] FRECH: Die Leitfossil. u. Nachträge, S. 5 u. ff.

[2] Lethaea II. Alpine Trias d. Mediter. Tr. S. 318 usw. S. 321.

Diese Gruppe (*a—b*) des Profils VI entspricht dem Gliede *d*) des Normalprofils am Balatonsee. Die sandigen Mergel dieser Gruppe gehen nach aufwärts auch bei Veszprém in mehr kalkige und mächtigere Schichten über, dann in feste Kalksteinbänke (*c*). Im Hangenden dieser Bänke lagern die bekannten Konglomerate vom Cserhát (c_1). Diese letztere Ausbildung scheint mit jener Beschreibung übereinzustimmen, die ARTHABER von der Grenzregion der tonigen Fazies vom Reingraben und der gleichalten kalkigen und dolomitischen Fazies lieferte und aus welcher er auch die BITTNERschen Knollenkalke von Hüpfling anführt.[1] Bei uns erreicht die Cassianer Fauna in diesen Konglomeraten und den noch tieferen Mergeln (*b*) den Höhepunkt ihrer Entwicklung sowohl in betreff ihrer Individuums-, als auch ihrer Artenanzahl, u. zw. hier als Bivalven in den Konglomeraten aber als Brachiopodenfazies. Die Konglomerate des Cserhát treten auch in der Zone am Balatonsee auf (Gruppe *c*) und führen ebenfalls Cassianer Brachiopoden. Es muss bemerkt werden, dass zwischen Felsőörs und dem Nosztori-Tale auch diese Konglomerate durch Dolomite vertreten werden.

Auf die Brachiopodenkonglomerate folgt bei Veszprém eine häufig mit dünneren Kalkschichten abwechselnde, am Balatonsee aber eine reinere Mergelgruppe, die nebst *Halobia rugosa* und *Carnites floridus* (Alsóerdő bei Veszprém) noch immer Cassianer Formen führt, obzwar bereits Raibler Elemente überhand nehmen. Im Profil VI von Veszprém fügen sich in diese Gruppe im W-lichen Teile der Stadt bereits die Endausläufer der mächtig entwickelten Raibler Dolomite ein, deren Basis ungefähr die Grenze der höheren und vorherrschend Raibler Formen führenden Ablagerungen und der tieferen Bildungen mit mehr gemischter Fauna bezeichnet.

In der Zone am Balatonsee fehlt dieses dolomitische Niveau und die mergelige Fazies mit gemischter Fauna setzt sich weiter nach oben zu fort.

In den entsprechenden S-alpinen Bildungen sind ebenfalls Züge zu entdecken, die mit unseren Ablagerungen verwandt sind. Was in erster Reihe den tieferen Abschnitt anbelangt, so ist dies in erster Reihe bei Sct. Cassian selbst der Fall, wo auf die Wengener Schiefer eine tonige, mergelige Gruppe mit zwischengelagerten Kalksteinschichten folgt, in der ebenfalls Crinoidenglieder und Cidarisstacheln auftreten. Diesem Horizonte würde also stratigraphisch unser Füreder Kalk entsprechen. Dies scheint jedoch bloss mit der STURschen Beobachtung übereinzustimmen, der diese Gruppe als Äquivalent des *Halobia rugosa* führenden Schiefers des Reingrabens betrachtet,[2] während ZITTEL darin bloss eine Cassianer Fauna (Stuores-Zone) feststellt.[3]

Weiter aufwärts folgt ein tuffiges Konglomerat (RICHTHOFENS degenerierter Tuff), in das die mergelige und kalkige Liegendgruppe allmählich übergeht. Das Konglomerat selbst führt nach beiden Verfassern bereits eine gemischte Fauna, die besonders durch das massenhafte Auftreten der Raibler *Pachycardia rugosa* charakterisiert wird.

In der Umgebung des Balatonsees geht der Füreder Kalk nach aufwärts — wie bekannt — in eine weichere, mergelige Gruppe über, diese wieder allmählich in einen gebankten Kalk und letzterer schliesslich in ein zähes Kalkkonglomerat. Das-

[1] Lethaea, S. 323.

[2] D. STUR.: Eine Excursion in der Umgegend v. St. Cassian; Jahrb. d. k. k. geol Reichsanst 1868. und Geologie der Steiermark. 269 1.

[3] K. A. v. ZITTEL: Über Wengener, St. Cassianer und Raibler Schichten. S 348.

selbe wurde auch bei Veszprém beobachtet, mit dem Unterschiede jedoch, dass hier der Füreder Kalk nicht zutage trat, die Schichtenreihe vielmehr mit dem Hangenden des Füreder Kalkes, den weichen und sandigen Mergeln begann. Diese Mergel führen sowohl am Balatonsee als auch bei Veszprém eine ganz übereinstimmende, aus Raibler und Cassianer Elementen bestehende Fauna, und sind demnach unzweifelhaft ident. Darin stimmen also beide Zonen überein, dass die Raibler und Cassianer Arten gleich im Hangenden des Tridentinuskalkes auftreten, ja sogar noch in letzterem selbst, so dass bei Veszprém auch noch jener Umstand an Wichtigkeit gewinnt, dass die Cassianer Arten nach aufwärts bis zu den Konglomeraten dermassen zunehmen, dass die bankigen Kalke und die darauf folgenden Konglomerate, von spärlichen Raibler Cephalopoden abgesehen, eine fast reine Cassianer Fauna liefern, während die Zahl der Raibler Formen eine minimale wird.

Aus diesen Erscheinungen kann kaum auf etwas anderes geschlossen werden, als dass die Cassianer Arten durch eine allmählich zunehmende Einwanderung zu uns gelangten, dass also unser Brachiopodenkalk, unsere Konglomerate und wahrscheinlich auch noch ein Teil des mergeligen Liegenden (jener mergelige Horizont, der bisher ausschliesslich Cassianer Bivalven und die beiden Cassianer Orthoceraten lieferte) in der hier ausgebildeten Übergangsgruppe lediglich eine lokale Fazies darstellt.

Die Mannigfaltigkeit der Fauna in den bisher besprochenen Gruppen wird auch noch durch jene Folgerungen gehoben, zu denen die Bearbeiter der Bakonyer Triasfaunen gelangt sind.

So betont Bittner in seiner Arbeit über die Lamellibranchiaten von Veszprém die auf den gemeinsamen paläontologischen Charakteren fussende Einheitlichkeit der Mergel von Veszprém.[1] Dasselbe bekräftigt er mit der Behauptung, dass die Cassianer und Raibler Brachiopodenfauna durch keine schärfere stratigraphische Grenze von einander getrennt wird.[2] Zu demselben Ergebnis führte auch das Studium der Spongien,[3] Korallen und Gastropoden. Kittl weist nach, dass es zwischen den 117 Gastropoden des Mergels von Veszprém bloss 15 Raibler Formen gibt, während die übrigen zum grössten Teil Cassianer untergeordnet Eschino-, ja sogar Marmolataformen sind.[4] Papp weist einerseits nach, dass einzelne der Korallen des Mergels von Veszprém bis zu den Wengerer Schichten hinabreichen, andererseits aber hebt er hervor, dass die Korallenfauna des Bakony am Ende der Raibler Periode nicht jene scharfe Grenze aufweist, wie sie in den Alpen zu beobachten ist.[5] Schliesslich bemerkt auch Frech, dass in den Raibler Schichten des Jeruzsalemhegy die Arten der oberen Cassianer Zone vorherrschend sind.[6] *

---

[1] Bittner: Lamellibr a. d. Trias d. Bakonyerwaldes. S. 78.

[2] Bittner: Brachiop. a. d. Trias d. Bakonyerwaldes. S. 53.

[3] Vinassa: Trias-Tabulaten, Bryozoen u. Hydrozoen a. d. Bakony. S. 21.

[4] Kittl: Gastrop. a. d. Trias d. Bakonyerwaldes S. 44.

[5] Papp: Trias-Korallen a. d. Bakony. S. 18.

[6] Frech: Nachträge z. den Cephalopoden usw. S. 28.

* Frech erwähnt im Anschluss an die obige Bemerkung auch noch, dass in den oberen Horizonten, in den Torer Schichten von Veszprém (Physocardierschichten) Cassianer Formen fast gänzlich fehlen. Diesbezüglich muss bemerkt werden, dass mir am Jeruzsálemhegy eine ältere mergelige Bildung als die Gruppe a)—d) des Profils XI nicht bekannt ist; aus diesem Horizont aber ging keine Koralle hervor und auch aus den darunter folgenden Dolomiten bloss ein einziges unbrauchbares Exemplar. Die auf S. 27 der Nachträge aufgezählte Fauna gelangte gerade aus dem höheren, also zumindest mit dem Physocardiermergel identen oder diesem auflagernden Horizont zutage.

Die Gesteinsfazies der auf das Brachiopodenkonglomerat folgenden Ablagerungen von Veszprém ist ebenfalls wechselnd. Die grösste Ähnlichkeit weist sie immerhin mit dem STURschen Profil der Raibler Scharte auf.[1] Die Gesteinsfazies scheint ident zu sein, in den Faunen hingegen zeigt sich ein bedeutender Unterschied, u. zw. in erster Reihe in dem Umstande, dass aus der Trias im Balatongebirge *Myophoria Kefersteini* nicht zutage gelangte.

Diese Gruppe [*e*)—*i*)] des Profils VI von Veszprém ist sowohl in ihrer unteren, als auch ihrer oberen Partie mehr kalkig oder dolomitisch. Im übrigen entspricht dieselbe der Gruppe *b*)—*c*) des Normalprofils längs des Balatonsees. Von dieser weicht sie jedoch insofern ab, als sich in ihre untere sowohl, als auch in ihre obere Partie gut ausgebildete, mehr kalkige, ja sogar dolomitische Gruppen einlagern. Diese untere Partie besteht ebenso aus gelb verwitternden, bläulichen, festen Kalkmergelbänken, wie jene Gruppe, die bei Raibl auf die Äquivalente der Reingrabener Schiefer, bezw. das tuffige Konglomerat folgt und *Myophoria Kefersteini* führt. Bei uns treten in dieser Gruppe kleine Carditen (*Cardita Pichleri* BITTN.) auf, deren Anzahl nach aufwärts bis zum Megalodendolomit allmählich zunimmt.

Die Gruppe *e*)—*i*) des Profils VI ist die heteropische Fazies des Raibler Dolomits vom benachbarten Vár-, Benedek-, Jeruzsálem-, Temetőhegy, Sintér- und Gulyadomb.

Aus dem Gebiete von Veszprém ist noch hierherzuzählen der Aufbruch beim Pribékkert und die Mergel am Nagyvári-udvar.

Infolge der Sonderstellung ist die genaue Horizontierung des Vorkommens am Jeruzsálemhegy sehr schwierig; schon deshalb, weil hier der gute Anhaltspunkte liefernde Hauptdolomit nicht bekannt ist. FRECH betrachtet zumindest den höheren Physocardier-Horizont (XI, *e*—*g*) der mergeligen Fazies vom Jeruzsálemhegy als Äquivalent der Torer Schichten. Immerhin muss als auffälliger Umstand bemerkt werden, dass auch der tiefere Abschnitt (*a*—*d*) des Profils XI mit seinen häufigen Trachyceraten, Spiriferinen, Solenomyen und seiner Gesteinsfazies fast noch ein Ebenbild der Halobia rugosa führenden Bildung beim Pribékkert sowie des Gliedes VI e_5 ist, dass ferner diese Physocardiergruppe noch immer viel ältere Cassianer Elemente (*Avicula arcoidea, Lima Protei, L. margineplicata, Nucula stirigilata, N. carantana* usw., ferner viel Cassianer Gastropoden und Korallen, jedoch auch mehrere Brachiopoden und Spongien) führt, dass schliesslich darin Elemente der Torer Fauna höchstens sporadisch, typische Formen aber überhaupt nicht auftreten. Dass jedoch echte Torer Bildungen auch auf dem Jeruzsálemhegy vorkommen dürften, darauf lässt die Faunenliste vom „Jeruzsálemhegy im allgemeinen“ schliessen, da in dieser bereits u. a. auch *Ostrea montis caprilis* und *Avicula aspera* enthalten ist.

Im Profil VI fand sich die Fauna vom Jeruzsálemhegy in ihrer reichen Ausbildung nicht vor, in stratigraphischer Beziehung scheint dennoch die Gruppe mit *Cardita Pichleri, Cuspidaria gladius*, zahlreichen Nuculiden, dann vielen Korallen- und Spongienbänken (VI, e_6—*i*) die Stelle des höheren Horizontes (*e*—*i*) der Mergel des Jeruzsálemhegy einzunehmen.

---

[1] STUR: Beiträge z. Kenntnis d. geol. Verhältn. d. Umgegend v. Raibl. u. Kaltwasser. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1868. S. 71. Profil I. — Ferner FRECH: Nachträge zur Fauna d. Muschelkalkes S. 6. (Pal. Anh.).

Diesem Horizont entsprechen auf der Raibler Scharte die *Solen caudatus* führenden Schichten, ferner jene Gruppe, die durch das massenhafte Auftreten von *Corbula Rosthorni* ausgezeichnet ist, und auf welche bereits der Dolomit mit *Megalodus carinthiacus* folgt. Die *Megalodus carinthiacus* führenden Schichten bestehen entweder aus dunkelgrauem bituminösen Kalke oder aus gleichem Dolomit. Ihre Mächtigkeit ist stets gering und beträgt kaum 1—2 m. Dieses Gestein ist eine Erscheinung der S-alpinen Ausbildung z. B. bei Raibl selbst, von wo es auch von STUR beschrieben wird.[1]

Jedenfalls ist der Reichtum an Nuculiden der an den Megalodendolomit angrenzenden Schichten auch bei uns auffällig. Die Nucula-Schichten und der Megalodendolomit findet sich bei Vámos und auch in der Zone am Balatonsee, von wo diese Bildungen bereits von BÖCKH beschrieben wurden.[2] An anderen Punkten der Umgebung von Veszprém konnte hingegen bloss der Megalodendolomit nachgewiesen werden; am Jeruzsálemhegy aber — wie erwähnt — nicht einmal dieser mit Bestimmtheit. Es liegen mir zwar auch vom Jeruzsálemhegy zwei kleine Megaloden vor, die sich als *M. carinthiacus* HAU. erwiesen, da dieselben jedoch nicht von mir selbst gesammelt wurden, kann ich auch ihren Fundort nicht genauer angeben.

Über dem Megalodendolomit folgen sowohl in Veszprém als auch in dessen Umgebung jene Mergel und Kalke, in denen bereits weiterhin charakteristische Torer oder Opponitzer Formen (*Ostrea montis capritis, Avicula aspera* usw.) massenhaft auftreten.

Diese Schichten sind mir in solcher Ausbildung, wie sie in den Eisenbahnprofilen Veszprém—Jutas, ferner am Köképalja oder bei Vámos auftreten, aus dem Profil VI nicht bekannt. Hier finden sich unter dem Hauptdolomit allein die gelblichen Mergelkalke mit glatter Oberfläche, die von den vorerwähnten Punkten bekannten oolithischen und knolligen Mergel hingegen nicht. Da jedoch der Megalodendolomit (k—l) im Profil VI ungewohnt mächtig ist und bloss der untere Abschnitt fossilführend und zugleich viel weniger mächtig ist als der obere und fossilleer erscheinende Abschnitt, erscheint es nicht unmöglich, dass dieser obere fossilleere Abschnitt sich auf Kosten des anderweitig in mergeliger Fazies ausgebildeten Torer Horizontes ablagerte, ebenso wie auf dem gegenüberliegenden Köképalja oder noch mehr auf dem Temetőhegy und Gulyadomb.

Von den *Ostrea montis caprilis* führenden Mergeln von Veszprém behauptet BITTNER, dass sie sowohl in petrographischer als auch in paläontologischer Beziehung vollkommen den Charakter der alpinen Opponitzer Schichten zur Schau tragen.[3] Dieser N-alpine Charakter wird auch durch die mit den alpinen Opponitzer Schichten übereinstimmende Gliederung bekräftigt. Es muss bemerkt werden, dass in den Profilen I und IV, die dem Niveau der Torer-Opponitzer Schichten entsprechen, *Spiriferina Lipoldi*, welche aus dem Profil von Füred bisher fehlte,[4] eine der häufigsten Formen ist.

Die besprochenen Beobachtungen betreffen die mergelige Fazies der karnischen Stufe von Veszprém. Es ist jedoch bekannt, dass diese Stufe in Veszprém und

[1] Jahrb. d. k. k. geol Reichsanst. 1868, S. 77.
[2] BÖCKH: Bakony. I., S. 109, 121, 123, 136.
[3] BITTNER: Lamellibr. a. d. Trias d. Bakonygeb. S. 75.
[4] FRECH: Nachträge. S. 6.

dessen Umgebung, u. zw. in nächster Nähe der mergeligen Fazies und im innigsten Zusammenhang mit dieser als dolomitischer Horizont auftritt.

Dass diese beiden Fazies gleichen Alters und einander äquivalent sind, das führen die Verhältnisse von Veszprém deutlich vor Augen.

So wie es in den Alpen Beispiele dafür gibt, dass sich die weichen Mergel in den benachbarten Dolomitmassen auskeilen, oder dass sich die Klippendolomite in die benachbarten Mergel in Form von zungenförmigen Ausläufern einnisten,[1] ebenso finden sich solche Fälle auch bei uns. Hier soll wieder nur auf Veszprém hingewiesen werden, wo das Ineinandergreifen der beiden Fazies eine typische Erscheinung darstellt. Auch die Raibler-Cassianer Dolomitmasse des Várhegy hat eine zweifache Basis; eine untere, deren Liegendes nicht bekannt ist, und eine obere, die, wie bereits erwähnt wurde, ungefähr auf dem tiefsten Horizont der auf die Brachiopodenkonglomerate folgenden mergeligen Gruppe ruht. Jene führt eine noch überwiegend aus Cassianer, diese aber bereits eine vornehmlich aus Raibler Formen bestehende Fauna. An vielen Punkten lässt sich zwischen ihnen sogar die stratigraphische Grenze feststellen, indem der untere Abschnitt massig, der obere aber mehr geschichtet ist.

Und wenn der Übergang zwischen den beiden Fazies an anderen Punkten des Gebietes vielleicht auch nicht so scharf erscheint, wie eben bei Veszprém, so erweist sich die eine Tatsache, dass die Mergel und Kalke der karnischen Stufe, wie vielfach auch in den Alpen von unten nach oben allmählich verschwinden und vor den Dolomiten weichen, auch bei uns als allgemein.[2]

Die an Stelle unserer mergeligen, kalkigen Fazies tretenden Dolomitmassen sind allem Anschein nach teilweise Äquivalente einerseits des S-alpinen Schlern oder der Dolomitmassen der Karawanken und Steinalpen, andererseits aber der N-alpinen Ramsau-Dolomite.

Ein Vergleich der Faunen von Veszprém ergibt, dass es auch hier eine solche dreifache Faunenverteilung gibt, wie nach Wöhrmann in den Alpen,[3] d. i. dass der untere Abschnitt der Raibler Schichten eine vornehmlich aus Cassianer Formen bestehende Fauna, der mittlere eine solche von überwiegend Raibler Typus und schliesslich der obere Abschnitt eine hauptsächlich aus Torer Arten zusammengesetzte Fauna führt; d. i., dass in der Fauna dieser Gruppe (wohl auch den Tridentinuskalk nicht ausgenommen) jede schärfere Grenze fehlt.

Eine besondere Wichtigkeit besitzt jener Abschnitt, der den paläontologischen Charakter des Pachycardiertuffes der Seiser-Alpe aufweist. Ja sie wird noch durch den Umstand erhöht, dass sich in diesem Abschnitt solche charakteristische Formen mischen, deren gemeinsames Auftreten im Pachycardiertuff bisher nicht nachgewiesen wurde. Solche sind besonders die typischen Cassianer Brachiopoden (*Koninckina Leonhardi, Koninckella triadica, Rhynchonella linguligera*), deren Vergesellschaftung mit Raibler Formen die Fauna der Seeland-Alpe — wie Bittner sagt — in den Raibler Horizont verweist (Bakonyer Triasbrachiop. S. 51.)

---

[1] E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe, 237, 241, 246, 248 (Photographie), 250. usw. oder: Lethaea alpine Trias S. 268, 284, 294, 298 usw.

[2] Lethaea, alpine Trias d. Mediterran prov. S. 310.

[3] S. v. Woehrmann: Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler-Schichten; Jahrb. d. geol. R.-A. 1889, S. 181. — Die Raibler-Schichten Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, S. 617. — Alpine u. ausseralpine Trias; Neues Jahrbuch für Mineralog. u. s. w. 1894. — Woehrmann u. Koken: Die Fauna d. Raibler-Scharte u. d. Schernplateau; Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. 1892. S. 167.

Die Verhältnisse von Veszprém rechtfertigen also die auf Grund der paläontologischen Bedeutung des Pachycardiertuffes der Seiser-Alm gemachte Behauptung ZITTELS, dass das Ziehen einer scharfen Grenze zwischen den Cassianer und Raibler Schichten eine Unmöglichkeit ist. Ferner erlangte auf diesen Grund die alte Ansicht MERIANS und STURS für die Verwandtschaft der Cassianer und Raibler Schichten wieder festen Boden.[1]

Von nicht geringerer Wichtigkeit ist jedoch auch jene Faunenvermischung, die in den oberen Abschnitten des Mergels von Veszprém zur Geltung kommt, weil in dieser Fauna nebst wenigen Cassianer und vielen Raibler Formen bereits auch Torrer Arten häufiger auftreten. Eine schärfere stratigraphische Grenze scheint jedoch in diesem óberen Abschnitt der *Megalodus carinthiacus* führende Dolomit oder Kalkstein zu bezeichnen, der bereits aus fast jedem unserer Profile bekannt ist, und welcher auch in den Alpen als ein wichtiger Horizont betrachtet wird.[2] Mit diesem lässt sich nämlich schon jeder Abschnitt trennen, in welchem die charakteristischen Torer Formen auf einmal massenhaft auftreten. Jedoch in Anbetracht, dass FRECH im Physocardiermergel des Jeruzsálemhegy bereits ein Torer Äquivalent feststellt, scheint gerade dieser Mergel jenes Niveau zu vertreten, dessen faunistischer Charakter dem *Megalodus carinthiacus* Horizont als Grenzhorizont jede grössere Wichtigkeit benimmt.

Schliesslich weisen die Verhältnisse von Veszprém darauf hin, dass die immer mehr hervortretende Vermischung der karnischen Faunen, sowie ferner vielleicht auch der Umstand, dass die Gesteinsfazies bei uns nebst ihrer fortwährenden Veränderung auch viele charakteristische Eigenschaften sowohl der S-, als auch der N-Alpen zur Schau trägt, tatsächlich jene Ansicht unterstützt, welcher zuerst von MOJSISOVICS, dann von BITTNER, ARTHABER und anderen Ausdruck verliehen wurde, dass nämlich unser Gebiet die Ablagerungen und auch die Fauna der vermittelnden Gewässer des mediterranen Triasmeeres in sich vereint.

Obere Trias. 1. ***Norische Stufe.*** Nach Zeugnis der beiliegenden geologischen Karte kommt der Hauptanteil des Gebietes dem norischen Hauptdolomit zu. Diese mächtige Bildung lagert den jüngsten und noch überwiegend mergeligen karnischen Ablagerungen überall konkordant auf, und ist von diesen demnach stratigraphisch leicht zu trennen. Bloss zwei Punkte sind mir bekannt, wo sich die karnische mergelige Gruppe von dem auflagernden Hauptdolomit nicht genügend scharf trennt, u. zw. am N-Rande der Ortschaft Vámos, sowie im Profil IV. Besonders bei Vámos enthält die auf die knolligen Opponitzer Mergel folgende, aus mehr kalkigen Schichten mit glatter Oberfläche bestehende Gruppe (jene, die im Profil V, Veszprém—Jutas *Mysidia lythophagoides*, *Pecten incognitus* usw. lieferte), wie gezeigt wurde, bereits dünnere dolomitische Einlagerungen und erst hierauf folgt der reine Hauptdolomit. Dieser Umstand verursacht hier bei dem Einhalten der Grenze tatsächlich Schwierigkeiten.

Auf noch grössere Schwierigkeiten stösst jedoch die kartographische Ausschei-

[1] ZITTEL: Über die Wengener, Cassianer und Raibler-Schichten S. 354. — MOJSISOVICS, WAAGEN u. DIRNER: Entwurf einer Gliederung usw. Sitzungsber. d. k. k. Akad. Wiss. Bd. 104, S. 1271.

[2] Seine stratigraphische Wichtigkeit wird noch dadurch erhöht, auf was übrigens bei der Beurteilung der alpinen Verhältnisse auch WOEHRMANN Gewicht legt (Jahrb. 1893, S. 737), dass nämlich an seiner unteren Grenze kleinere Dislokationen zu beobachten sind, die von WOEHRMANN mit plötzlichen Bodensenkungen erklärt werden.

dung der in Rede stehenden Grenze dort, wo selbst die Raibler Gruppe der karnischen Stufe in dolomitischer Fazies ausgebildet ist. Dies ist in erster Reihe bei den oberen Dolomiten des Zuges von Sóly – Gelemér der Fall. Wenn es sich jedoch um kein abradiertes Gebiet handelt, so verliert auch dieses Hindernis an Bedeutung, zwar nicht durch den lithologischen Charakter des Sedimentes, da dieser, wie öfters betont wurde, infolge des häufigen Wechsels von Farbe und Struktur keine sicheren Anhaltspunkte liefert, sondern vielmehr durch die Abweichung in der Physiognomie der karnischen, zumeist klippenartigen, und der norischen, zumeist geschichteten Dolomitenmassen. Der Hauptdolomit wird nämlich, und mögen sich noch so steile Wände bilden, überall von oben breiteren, tieferen und mit Trümmerwerk angefüllten Klüften durchzogen; das Gestein neigt nämlich zur Zerklüftung, ist bröckelig und zerfällt in kleine Stücke. Ein anderes Bild zeigt, wie bekannt, der Klippendolomit. Seine Steilwände wiederstehen den äusseren Einwirkungen besser, und diese verursachen bloss eine Unebenheit der Oberfläche, ohne dass das Gestein wie der Hauptdolomit zu Grand zerfällt. Nur die äusseren Partien werden locker und das Gestein hat dann den Anschein, als ob es mit Mörtel angeworfen wäre. In kleinen Unebenheiten dieser rauhen Oberfläche nistet sich der atmosphärilische Staub ein und bietet solcherart kleinen Gräsern und Moosen Platz zur Ansiedelung. Daher kommt es, dass die Klippendolomite gewöhnlich mit einer üppigen Vegetation bedeckt sind als der Hauptdolomit; deshalb lassen sich auch an einander angrenzende (jedoch noch nicht abradierte) Partien der beiden Dolomite leicht unterscheiden.

Eine ähnliche Kruste findet sich auch an dem Hauptdolomit, jedoch nur dort, wo er bereits zu Grand zerfallen ist und sich neuerdings verfestigt.

Doch weist frisch gebrochenes Material des Hauptdolomits auch mehr verschiedene Farben auf, als der Klippendolomit. Dies ist übrigens auch für den S-alpinen Hauptdolomit charakteristisch. Die Struktur des Hauptdolomits ist dabei gewöhnlich fein zuckerkörnig. Sporadisch kann er auch mit kleinen mergeligen oder tonigen Schichten abwechseln, ein andermal wieder findet sich in seinen kleinen Höhlungen oder Sprüngen mit Eisenverbindungen gefärbtes rotes oder gelbes Material. Ja an der W-Lehne des Csatárhegy führt er sogar auch ein unbedeutendes Bohnerzlager.

Seine Mächtigkeit konnte nicht einmal annähernd bestimmt werden, da sich, wenn man die Breite der Zone als Grundlage der Berechnung annehmen wollte, eine unglaublich grosse Zahl ergeben würde. Die ausserordentliche Breite der Zone kann nur so erklärt werden, dass man bei dem im allgemeinen flachen Einfallen der Schichten (meist 5—15°) annimmt, dass sich das Gestein durch mehrfache Verwerfungen und Überschiebungen in die heutige, stellenweise bis 10–12 km breite Zone anordnete; und dies ist auch ziemlich wahrscheinlich.

Der untere Abschnitt der Hauptdolomite im Bakony und Balatongebirge ist meist dünn geschichtet; stellenweise fügen sich zwischen die kleineren Schichtengruppen dunkelgraue oder rötliche mergelige Bänder ein; Fossilien fanden sich jedoch weder in diesen mergeligen Zwischenlagen, noch im Dolomit selbst. Die höheren Zonen (im allgemeinen der ganze mittlere Abschnitt des Hautptdolomits) bestehen bereits aus mächtigeren Schichten, ja stellenweise aus mächtigen Bänken. Häufig scheint es, als ob sich zwischen die Schichtenfugen ein fein brecciöses Bindemittel einfügen würde. Der obere Abschnitt ist wieder dünn geschichtet, häufig fast schiefrig und nimmt auch ein mehr kalkiges Äusseres an, wobei er eine fein

poröse oder brecciöse Struktur verrät, was in jedem Falle eine Faziesveränderung bedeutet, so dass der Dolomit auch von dem rhätischen Hangenden leicht zu trennen ist, da der Dachsteinkalk mit seinem reinen kohlensaueren Kalke eine vom Liegendgestein sehr verschiedene Ablagerung bildet. In dieser Beziehung kann sich nur dort eine Schwierigkeit zeigen, wo infolge der auffälligen Abnahme der Mächtigkeit des Dachsteinkalkes angenommen werden müsste, dass sich die Fazies des Hauptdolomits auch im rhätischen Zeitalter fortsetzte. Hierher gehört vielleicht die Dolomitmasse bei Eplény, die nach FRECH bis zum Lias hinauf reicht und vielleicht rhätisch ist.[1] Solche Fälle berühren natürlich auch die Frage der Parallelisierung unseres Hauptdolomites sehr nahe. Da sich jedoch das heutige Bild der Verhältnisse bei Eplény auch mit tektonischen Ursachen erklären lässt und da an anderen Punkten des Gebietes, wo der Hauptdolomit ebenfalls an den Lias angrenzt (Üstihegy und Ihartű-Gruppe) die Transgression des letzteren augenfällig wird, können die heute vorliegenden Daten nicht als hinreichend betrachtet werden, um auf Grund derselben einen rhätischen Hauptdolomit anzunehmen.

FR. FRECH teilt die norische Stufe auf Grund der paläontologischen Funde in sechs Zonen ein, wovon der Hauptdolomit des Bakony die 1., 2., 3. und 6. Zone vertritt.[2]

Diese auch bei uns nachgewiesenen Zonen sind die folgenden:

1. Zone des *Megalodus Hoernesi* FRECH, *M. triqueter dolomiticus* und *Pecten lavaredanus.* Dies ist die tiefste Zone.

2. Zone des *Dicerocardium eupalliatum*, *Megalodus Damesi*, *M. Laczkói*, *M. Gumbeli* usw. (etwa 250 m über der Basis des Hauptdolomits).

3. Zone des *Megalodus Böckhi* und *M. triqueter acuminatus* (etwa 500 m über der Basis des Hauptdolomits). Schliesslich:

6. Zone des *Dicerocardium mediofasciatum* und *Lycodus hungaricus* unter dem Dachsteinkalk im Bakony.

Die rhätische Stufe des Bakony besteht aus „Dachsteinkalk".

Von den von mir unterschiedenen fünf fossilführenden Horizonten lieferte der erste, welcher dem tiefsten, dünn geschichteten und bisher fossilleeren Abschnitte des Hauptdolomits auflagert, keine Megaloden, so dass derselbe mit keiner der FRECHschen Zonen identifiziert werden kann. Der zweite: der erste Megalodenhorizont scheint den FRECHschen Zonen 1. und 2. zu entsprechen. Der dritte: der Myophorienhorizont und der vierte: der mittlere Megalodenhorizont gehört in die dritte Zone FRECHS; der fünfte: der obere Megalodenhorizont schliesslich ist mit der FRECHschen Zone sechs ident.

Betreffs dieser Gliederung des Bakonyer Hauptdolomits muss besonders betont werden, dass damit nichts anderes erreicht werden soll, als die relative Stellung der bisher im Bakony angetroffenen norischen fossilführenden Horizonte zu beleuchten. Dieser Versuch will sich also durchaus nicht mit einer auf eingehenderen paläontologischen Untersuchungen fussenden Einteilung in Zonen messen; er will vielmehr nur vor Augen führen, wie sich das aus den fossilführenden Horizonten des Bakony und des Balatongebirges stammende Versteinerungsmaterial zwischen den FRECHschen Megalodenhorizonten verteilt.

---

[1] FRECH: Neue Zweischaler . . . S. 61. (Pal. Anh.)
[2] FR FRECH: Neue Zweischaler. . . S. 134. (Pal. Anh.)

2. ***Rhätische Stufe.*** In den rhätischen Ablagerungen des Gebietes wurden sechs Horizonte unterschieden. Die beiden ersten bestehen aus graulichweissen oder gelben, zuweilen rot gefleckten und dickbänkigen Kalksteinen, in denen nebst den aufgezählten Faunenelementen auch Dachsteinbivalven nicht selten sind. Wieviel und welche Arten diese Fossildurchschnitte bei uns vertreten, das werden erst künftige systematische Untersuchungen zeigen. Dasselbe ist auch bei jenen Fossilien der Fall, die sich besonders im ersten Horizont in grösserer Menge vorfinden. *Pecten Hellii* kommt im ersten und auch im vierten Horizont vor.

Zu einem Vergleich mit den entsprechenden alpinen Ablagerungen erscheint besonders der vierte Horizont geeignet, obzwar derselbe noch viel zu wenig bekannt ist, um eine genauere Parallelisierung zuzulassen. Jedenfalls steht es ausser Zweifel, dass *Cardita austriaca* bisher nur aus diesem Horizont bekannt ist Daneben kommen noch häufiger vor: *Anomia alpina*, *Modiola semicircularis*, *Mytilus minutus*, *Pecten Hellii* und die Fragmente einer grossen *Pinna*. Stur[1] und Arthaber[2] unterscheiden in den N-alpinen rhätischen Ablagerungen drei Zonen: *a*) die Zone der Kössener Ausbildung, *b*) die Dachsteinkalkzone und *c*) eine Übergangszone, von der man meint, dass sie sich vom Inn-Flusse bis nach Nieder-Österreich erstreckt. Innerhalb dieser Zone treten die verschiedenen Ablagerungen in dreifacher Gruppierung auf: 1. als Kössener Typus mit bänkigem Dachsteinkalk vergesellschaftet, 2. als Stahrenberger Schichten mit Dachsteinkalk und 3. als eine Kombination von Kössener, Stahrenberger Schichten und Dachsteinkalk.

Von diesen würde sich zu unserem Vergleich vor allen die zweite Gruppe als geeignet zeigen, da jedoch die Fazies der Stahrenberger Schichten mehr kalkig ist, jene der Carditenschichten des Bakony aber in sehr beträchtlichem Masse mergelig, glaube ich, dass man es im Bakony mit einer Fazies zu tun hat, die der 3. Gruppe entspricht.

Auch die Verteilung der Fauna trägt das Bild einer Übergangsregion an sich, da sie in allen in Betracht kommenden fossilführenden Horizonten (1, 2, 4) sehr gemischt ist. Dieses Faunenbild bringt die Stursche mergelige Kalk- und Kalkmergelfazies zum Ausdrück, in deren Faunenliste[3] die meisten Formen der Fazies im Bakony (*Anomia alpina, Pecten acuteauritus, Cardita austriaca, Terebratula gregariaeformis*) anzutreffen sind.

Jener dünn geschichtete graulichweisse Kalkstein aus der Gruppe des Ihartű, der zahlreiche Abdrucke von *Pecten acuteauritus* führt und welcher hier wahrscheinlich an der Grenze des bänkigen Dachsteinkalkes und der Carditengruppe lagert, entspricht vollständig jenem Gesteine, welches Stur aus Nieder-Österreich und der Steiermark ebenfalls von der Grenze des Dachsteinkalkes und Kössener Mergels erwähnt[4] und das auch dort durch massenhaftes Auftreten von *P. acuteauritus* charakterisiert erscheint.

Ob auch die bei der Quelle Hármashatárforrás und bei der Baglyakőpuszta angetroffenen, jedoch noch zwischen dem gebankten Dachstein eingekeilten dünn geschichteten Kalke lediglich diesen Horizont vertreten, das konnte, wie erwähnt, in Ermangelung von charakteristischen Fossilien nicht festgestellt werden.

---

[1] Stur: Geologie der Steiermark, S. 389.

[2] Lethaea. II. Alpine Trias d. Mediterranprov. S. 347.

[3] Stur: Geologie der Steiermark, S. 396.

[4] Stur: l. c. S. 397.

Die Übergangszone des Dachsteinkalkes und des Kössener Mergels befindet sich zwischen dem N- und S-Rande der N-lichen Kalkalpen, also in derselben Region, in der sich auch die vermittelnden Schichten der Reingrabener und Lunzer Fazies finden. Ebenso wie die karnischen Mergel von Veszprém mit ihren tonigen und sandigen Abarten gerade die vermittelnde karnische Region zu vertreten scheinen, bildet sich auch im Rhätischen eine Fazies aus, welche im mittleren Abschnitt des Dachsteinkalkes eine mergelig-kalkige Fazies mit einer Kössener Fauna birgt und demnach ebenfalls die Rolle einer vermittelnden Region spielt.

Ob diese Verhältnisse auch an anderen Punkten des Bakony zur Geltung kommen, oder vielleicht bloss in einem (in dem im obigen beschriebenen) Teile desselben — das bleibt einstweilen eine Frage. Der eine Umstand steht jedoch schon jetzt ausser Zweifel, dass die Mächtigkeit der mergeligen Fazies der rhätischen Stufe innerhalb der Grenzen unseres Gebietes gegen E hin allmählich abnimmt.

Wir wollen nun noch einiges über das Liegende und Hangende unserer sicheren rhätischen Bildungen zusammenfassen.

Auf unserem Gebiete gibt es auch im Hangenden der Carditenschichten eine weissliche und gebankte Kalksteingruppe, die mächtiger ist als die bankige Gruppe im Liegenden des Carditenmergels. Im unteren Abschnitt dieser Hangendgruppe kommen noch Dachsteinbivalven vor (Gyöngyöshegy). Aus dem oberen Abschnitt hingegen, der sich jedoch vom unteren nicht trennen lässt, ist kein einziges Fossil bekannt, auch fand sich kein solcher Aufschluss, der sich an der Grenze der rhätischen und liassischen Ablagerungen befände, so dass seine Stellung fraglich bleibt, angenommen natürlich, dass dieser Abschnitt nicht mit jenem Gestein ident ist, welches Böckh vom Ihartű erwähnt und in dem er auf Grund der darin vorkommenden Fauna den unteren Abschnitt des Lias feststellt. (S-licher Bakony II, S. 4.)[1]

Bezüglich des Liegenden der rhätischen Ablagerungen soll hier noch folgendes bemerkt werden:

Schon auf Grund der Verteilung der Fossilführung in den Dolomitmassen im Hangenden der Raibler Carditen- (incl. Torer) Gruppe kann die Frage auftauchen, ob diese mächtige und durch die Gleichmässigkeit des Gesteins ausgezeichnete Bildung in ihrem oberen Abschnitte nicht vielleicht bereits rhätische Bildungen vertritt.[2] Stur unterscheidet in den Alpen tatsächlich einen unteren, sog. Opponitzer Dolomit (den er noch zur Trias zählt) und einen oberen, den Dachsteindolomit, der schon als rhätisch betrachtet wird. Frech aber bemerkt betreffs des Dicerocardien führenden Dolomits von Eplény, dass derselbe allenfalls schon rhätisch ist. Stur stellt jedoch zwischen dem Opponitzer und dem Dachsteindolomit eine Diskordanz fest, die sich bei uns eher zwischen dem Hauptdolomit und Dachsteinkalke zeigt. Und unser Hauptdolomit unterscheidet sich vom Dachsteinkalke in stratigraphischer Beziehung sehr gut, ja seine obersten Partien weisen, wie bekannt, einen Charakter auf, der auf Faziesveränderungen deutet. Diese Umstände sprechen also eher dafür, dass der Dachsteindolomit Sturs im Bakony in der Fazies des Dachsteinkalkes auftritt.[3]

[1] In unserem Auftrage wurden die hellen Kalke im Hangenden der Carditenschichten bei der Zsófia-puszta von Herrn E. M. Vadász untersucht, der dieselben hier als unteren Lias bestimmte. Lóczy.

[2] Stur: Geologie d. Steiermark, S. 302, 402 usw.

[3] In seinen letzten Beiträgen zur Paläontologie des Bakony bestimmte Frech in dem ihm aus der Umgebung von Sümeg durch mich zugekommenen Material zahlreiche rhätische Formen.

Wenn es sich jedoch auch künftig zeigen sollte, dass die rhätische Stufe weiterhin durch einen Teil des Hauptdolomits vertreten wird, so darf die untere Grenze dieses rhätischen Dolomits nur oberhalb des Myophorien-Horizontes gesucht werden, dessen Fauna, sowie noch viel mehr jene des darunter lagernden, noch entschieden unmittelbare Abkömmlinge der karnischen Faunenelemente darstellt.[1]

[1] FRECH: Neue Zweischaler, S. 92, 130, usw.

ZUSAMMENFASSUNG.

Am Schlusse der Besprechung der geologischen Verhältnisse unseres Gebietes angelangt, muss noch einiges über die Gruppierung der beschriebenen Triasbildungen gesagt werden.

Bei der Erwägung der heteropischen Fazies im Bakonygebirge musss man in erster Reihe zu der Einsicht gelangen, dass — während in den S-lichen und W-lichen Teilen des Balatongebirges die Böckhsche Einteilung[1] (1. Untere Mergelgruppe. 2. Untere Kalksteingruppe. 3. Mittlere Mergelgruppe. 4. Obere Kalksteingruppe. 5. Obere Mergelgruppe.) leicht durchführbar ist, — an eine praktische Verwertung derselben in den E-lichen und W-lichen Gebieten nicht zu denken ist, da in diesen Teilen des Gebietes, wie bekannt auch die Bittnersche mittlere kalkarme Gruppe vorwiegend durch kalkige und dolomitische Gesteine vertreten wird; und dieser Charakter würde noch schärfer hervortreten, wenn es sich — was keineswegs als unwahrscheinlich bezeichnet werden darf — mit der Zeit herausstellen würde, dass die auf der ebenfalls mehr kalkigen als mergeligen unterkarnischen Zone des Gebietes zwischen Hajmáskér-Sóly-Kádárta-Szabadja lagernden Dolomite Äquivalente der oberkarnischen Mergel von Veszprém sind.

Die Tatsache wieder, dass die alpinen Wengener, Cassianer und Raibler Schichten im Sinne Zittels eine einheitliche Gruppe bilden, stört jene Dreiteilungen der Trias, welche die Grenze der oberen und mittleren Trias entweder zwischen den Wengener und Cassianer oder zwischen den Cassianer und Raibler Schichten ziehen. Zittel schliesst mit Hinweis auf die Einheitlichkeit der Wengener, Cassianer und Raibler Gruppe den alpinen Muschelkalk und damit die mittlere Trias nach oben hin mit den Buchensteiner Schichten ab.[2] So innig sich jedoch die Wengener, Cassianer und Raibler Schichten in paläontologischer Beziehung an einander gliedern, so tritt auch in neuester Zeit aus den paläontologischen Studien der sich mit dem Bakony befassenden Fachleute allmählich die Wahrscheinlichkeit hervor, dass die Decurtaten-, Trinodosus- und wahrscheinlich auch die Reitzi-Zone zusammen gehört.

Bei uns zeigt sich jedoch auch betreffs der Natur der Triasbildungen, dass diese von der Basis des Muschelkalkes bis zum Hauptdolomit einen gewissen Anschein der Einheitlichkeit zur Schau tragen. Vom Liegenden und Hangenden heben sie sich im allgemeinen scharf ab; ausserdem bilden sie eine durch häufige

[1] Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1892. S. 393, 1894. S. 375; Bemerkungen zur neuesten Nomenklatur d. alp. Trias. 1896. S. 17.

[2] Zittel: Über Weng., St. Cass. u. Raibler Schichten; Sitzungsber. d. bayer. Akad. 1899, S. 355.

Faziesveränderungen charakterisierte und dadurch den Anschein einer gewissen genetischen Einheitlichkeit aufweisende Gruppe, die auch durch eine mehr oder weniger einheitliche Fauna charakterisiert wird. Die Buntsandsteinbildung wird als eine wohl begrenzte Einheit betrachtet; über die norische Stufe aber erklärt ZITTEL,[1] dass mit dieser Stufe eine neue Meeresfauna auftritt, deren Beziehungen zu der reichen Fauna der karnischen Ablagerungen so unbedeutend sind, dass sich zwischen den Hauptdolomit, bezw. Hallstätter Kalk und die Raibler Schichten eine wichtige paläontologische Grenze ziehen lässt. Die Berechtigung der paläontologischen Grenze zwischen der karnischen und norischen Stufe wird bereits von MOJSISOVICS betont.[2] FRECH schliesslich behauptet gerade auf Grund der Kenntnis der Verhältnisse im Bakony, dass die Trias des Bakony die Dreiteilung in stratigraphischer und paläontologischer Beziehung deutlich zur Schau trägt.[3]

In diesem Sinne wurde also die Bezeichnung mittlere Trias auch in dieser Arbeit gebraucht für jene Sedimente, die im Balatongebirge zu unterst mit dem Megyehegyer Dolomit beginnen und oben mit den Torer-Opponitzer Schichten enden. Als untere Trias verbleibt also der Buntsandstein, als obere der Hauptdolomit und der „Bakonyer“ Dachsteinkalk.

Heute ist die Neigung, von der bisher verfolgten Richtung: von der übertriebenen Zersplitterung der einzelnen geologischen Bildungen abzuweichen, nicht mehr zu verkennen. Wie zu sehen ist, füllen sich Hand in Hand mit dem Fortschreiten unserer paläontologischen Kenntnisse auch die Lücken in der Kontinuität der Phylogenie allmählich aus. Wenn überhaupt irgendwo, so prägt sich gerade im Bakony die Verwandtschaft zwischen den bisher streng getrennt gehaltenen Faunen, und ihre vielen gemeinsamen Züge scharf aus.

„Ich kann es nun durchaus als keinen Nachteil ansehen, dass wir von Tag zu Tag grösseren Schwierigkeiten begegnen, unsere alten Formationsgrenzen überall wieder zu erkennen. Im Gegenteil sehe ich darin gerade das interessanteste Resultat aller unserer neueren Untersuchungen. Dass unsere Versuche, die allerneuesten inbegriffen, eine für die ganze Erde gültige Formationseinteilung festzustellen, so sehr unbefriedigend ausfallen, ist nur ein Beweis für den Fortschritt unserer Erkenntnis der natürlichen Entwicklung. Wir können, da wir uns ausdrücken müssen und eine Übersicht brauchen, die Formationsbezeichnungen nicht entbehren, dürfen sie aber nie als etwas anderes denn als Notbehelfe ansehen.“ [4]

---

[1] L. c. S. 359.

[2] E. v. MOJSISOVICS: Die Cephalopoden d. Hallst. Kalke.; Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1893. VI/2. S. 822.

[3] FR. FRECH: Neue Zweischaler usw. S. 135.

[4] E. v. BENECKE: Bemerkungen über die Gliederung d. oberen alp. Trias; Berichte d. naturf. Gesellsch. zu Freiburg. 1895. I., S. 241.

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN.

Seite

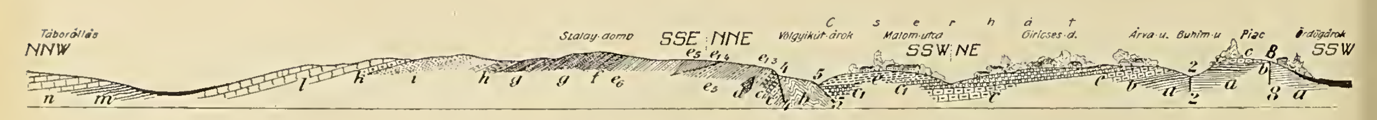
Fig. 1. Die Gebirgsgegend von Szentgál und das Dolomitplateau von Herend-Veszprém. Von W, von der Bakonyer Wasserscheide aus gesehen. Phot. von L. v. Lóczy 37
» 2. Das Plateau von Veszprém längs der Täler Buhimvölgy und Aranyosvölgy. Phot. von Gy. Bölcs 37
» 3. Das Plateau von Veszprém längs des Sédflusses von Veszprém. Phot. von Gy. Bölcs 39
» 4. Die S-liche Kluftwand des Tales von Litér, zwischen Litér und Szentistván; Hauptdolomit. Phot. von L. v. Lóczy 39
» 5. Dolomitschichten am Füredi-domb bei Veszprém. Phot. von K. v. Papp 134
» 6. Die E-liche Steilwand des Szent-Benedekhegy bei Veszprém. Phot. von L. v. Lóczy jun. 136
» 7. Die W-liche Steilwand des Szent-Benedekhegy bei Veszprém. Phot. von Gy. Bölcs 137
» 8. Die Steinbrüche am Jeruzsálemhegy bei Veszprém. Phot. von L. v. Lóczy 144
» 9. Die oben gefalteten, unten fast horizontal lagernden Schichten der Steinbrüche am Jeruzsálemhegy 145
» 10. Der Fundort von *Placochelys placodonta* in den Steinbrüchen am Jeruzsálemhegy bei Veszprém. Phot. von L. v. Lóczy 150
» 11. Der Steinbruch im Aranyostal bei Veszprém. Phot. von Gy. Bölcs . 160

INHALTSVERZEICHNIS.

		Seite
	Vorwort	3
I.	Geschichtlicher Überblick	6
II.	Orotektonik und Hydrographie	29
	Geomorphologie der weiteren Umgebung von Veszprém	31
III.	Stratigraphische Beschreibung	46
	1. Das Gebiet E-lich vom Querbruche von Sóly	46
	2. Die Zone von Sóly-Szentkirályszabadja	55
	3. Die Zone von Hajmáskér-Kádárta	68
	4. Die Cserhalompuszta bei Szentkirályszabadja	74
	5. Der Alsó- oder Füredi-erdő bei Veszprém und die angrenzenden Riede von Vámos	77
	a) Das Profil vom Alsóerdő	79
	b) Likacsi-dülő	82
	c) Temetődülő	83
	6. Vámos, Gyürtető (Profil X)	85
	7. Veszprém	92
	a) Lánczi	95
	b) Eisenbahnlinie Veszprém-Jutas (Profil I—V)	96
	c) Csőszdomb	109
	d) Cserhát, Giricsesdomb, Szalaydomb, Táborállás (Profil VI)	111
	e) Kőképalja	124
	f) Kertekalja	128
	g) Rákóczi-utcza, Rákóczi-tér (Marktplatz), Vár- und Benedekhegy, Csapószer, Temetőhegy (Profil VIII)	129
	h) Jeruzsálemhegy, Sintérdomb (Profil XI, XII)	140
	i) Ausführliche Beschreibung der Profile am Jeruzsálemhegy	147
	k) Gulyadomb	156
	8. Der Bakony in der Umgebung von Veszprém	159
	a) Veszprém	159
	b) Ámos-Tobán Gruppe	161
	c) Papod-Gyöngyös Gruppe	168
	d) Gebirge von Szentgál	169
	Die fossilführenden Horizonte der norischen Stufe in der Umgebung von Veszprém	174
	Die fossilführenden Horizonte der rhätischen Ablagerungen in der Umgebung von Veszprém	176
IV.	Faziale Ausbildung, Gliederung und alpine Beziehungen	179
	Zusammenfassung	204
	Verzeichnis der Abbildungen	206
	Inhaltsverzeichnis	207







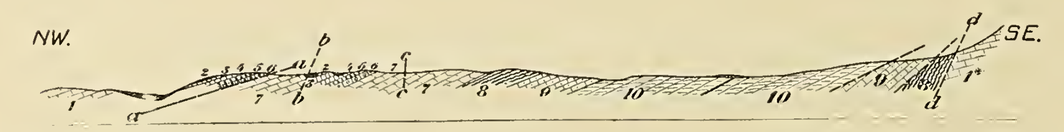
Profil VI. *a*, *b* untere Halobienmergel; *c* grauer bankiger Sandstein; c_1 Brachiopodenkonglomerat; *d* Dolomitzunge; l_{1-5} obere Halobienmergel; e_6 Carditenmergel; *f* grauer dolomitischer Kalk; *g* Nuculamergel; *h* Korallenkalk; *i* Nuculamergel; *k* Megalodenkalk; *l* Megalodenmergel; *m* lebergelbe, von Kalzitadern durchzogene Kalke; *n* Hauptdolomit. — 2—2 Bruch im Buhimvölgy; 4—4 Bruch am Kapachy-út; 5—5 Bruch im Völgyikút; 8—8 Bruch im Kaszavölgy.



Profil VIII. *a*, *b* untere Halobienmergel; *c* grauer bankiger Kalkstein; c_1 Brachiopodenkonglomerat; *e* oberer Halobienmergel; *ard* unterer Raibler (Cassianer) Dolomit; *frd* oberer Raibler Dolomit; *fd* Hauptdolomit. — 1—1 Hauptbruchlinie; 3—3 Bruch im Sédvölgy; 7—7 Bruch am Czéhházút.



Profil X. *a* Megyehegyer Dolomit; *b* Brachiopodendolomit (Decurtata-Horizont); b_1 Trinodosuskalk; *c* hornsteinführender Dolomit (Reitzi-Horizont); c_1 Tridentinuskalk; c_2 obere, dolomitische Fazies des Trinodosuskalkes; *d* schmutziggrauer, dolomitischer Mergel (Mergel von Sóly); d_1 Dolomit mit Kalzitadern (Füreder Kalk); d_2 dünngeschichteter Dolomit mit Kalzitadern (Abart vom Berekhegy); d_3 Halobia rugosa-Mergel; *e* Carditenmergel; *f* Brachiopodenkalk; *g* Megalodendolomit; *h* hornsteinführender Megalodendolomit; *i* Opponitzer Kalk; i_1 Schicht mit Spiriferina Lipoldi; *k* Hauptdolomit; k_1 Hauptdolomit mit Megaloden.



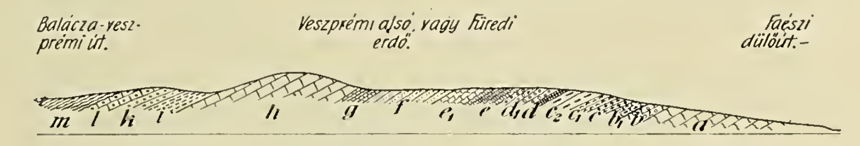
Profil XIII. *a—a* Rutschung am Tóhegy; *b—b* Bruch von Veszprém; *c—c* Verschiebung zwischen dem Őrhegy und Tóhegy; *d—d* Bruch von Litér. — 1 zweifelhafter Hauptdolomit; 1* sicherer Hauptdolomit; 2 Kalk vom Berekhegy; 3 Füreder Kalk; 4 Tridentinuskalk; 5 Reitzer Kalk; 6 Trinodosuskalk; 7 Megyehegyer Dolomit; 8 Plattenkalk; 9 Werfener Dolomit; 10 Werfener Schiefer.



Profil XV. 1 Hauptdolomit (?); 2 *(f)* obere Abart des Füreder Kalkes am Berekhegy; 3 *(e)* Füreder Kalk 4 *a—c* Tridentinuskalk; *d* Mergel von Sóly; 5—6 dolomitische Fazies des Trinodosus- und Reitzikalkes; 7 Megyehegyer Dolomit; 8 Plattenkalk; 9 Werfener Dolomit; 10 Werfener Schiefer. *x—x* Bruch von Veszprém.



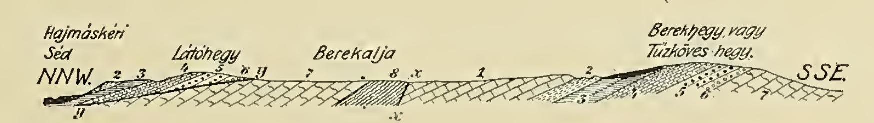
Profil VII. *a—c* graue Dolomitbänke; *d* brauner Dolomit; *e* tuffiger Dolomit; *f* grauer, klumpiger Mergel; *g* Fundort von eingekrusteten Fossilien; *h* hellgelblicher, plattiger Mergel; *i* Hauptdolomit



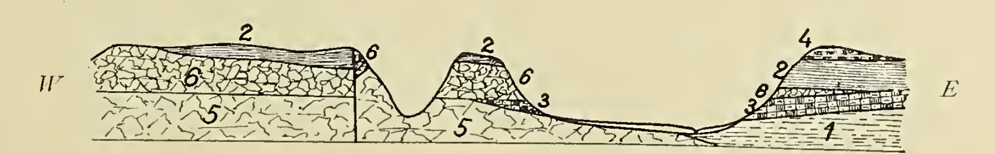
Profil IX. *a* Megyehegyer Dolomit; *b* Decurtatenkalk; b_1 Trinodosuskalk; *c* Reitzi-Kalk; c_1 Tridentinuskalk; c_2 dolomitische Fazies des Tridentinuskalkes; *d* dolomitische Fazies des Mergels von Sóly; d_1 dolomitische Fazies des Füreder Kalkes; *e* Mergel mit Halobia rugosa; e_1 unterer Raibler (Cassianer) Dolomit; *f* Mergel mit Halobia rugosa; *g* gelblichgrauer Mergel und Kalkstein; *h* oberer Raibler Dolomit; *i* Carditenmergel; *k* Brachiopodenkalk; *l* Megalodenkalk; *m* Opponitzer Kalk.



Profil XII. *ard* unterer Raibler (Cassianer) Dolomit; *frd* oberer Raibler Dolomit; *mg* Raibler Mergel; *md* Megalodendolomit; *tm* Torer-Opponitzer Kalk; *fd* Hauptdolomit.
1—1 Hauptbruchlinie; 6—6 Bruch zwischen der Takarékpénztár-utcza und dem Sintérdomb.



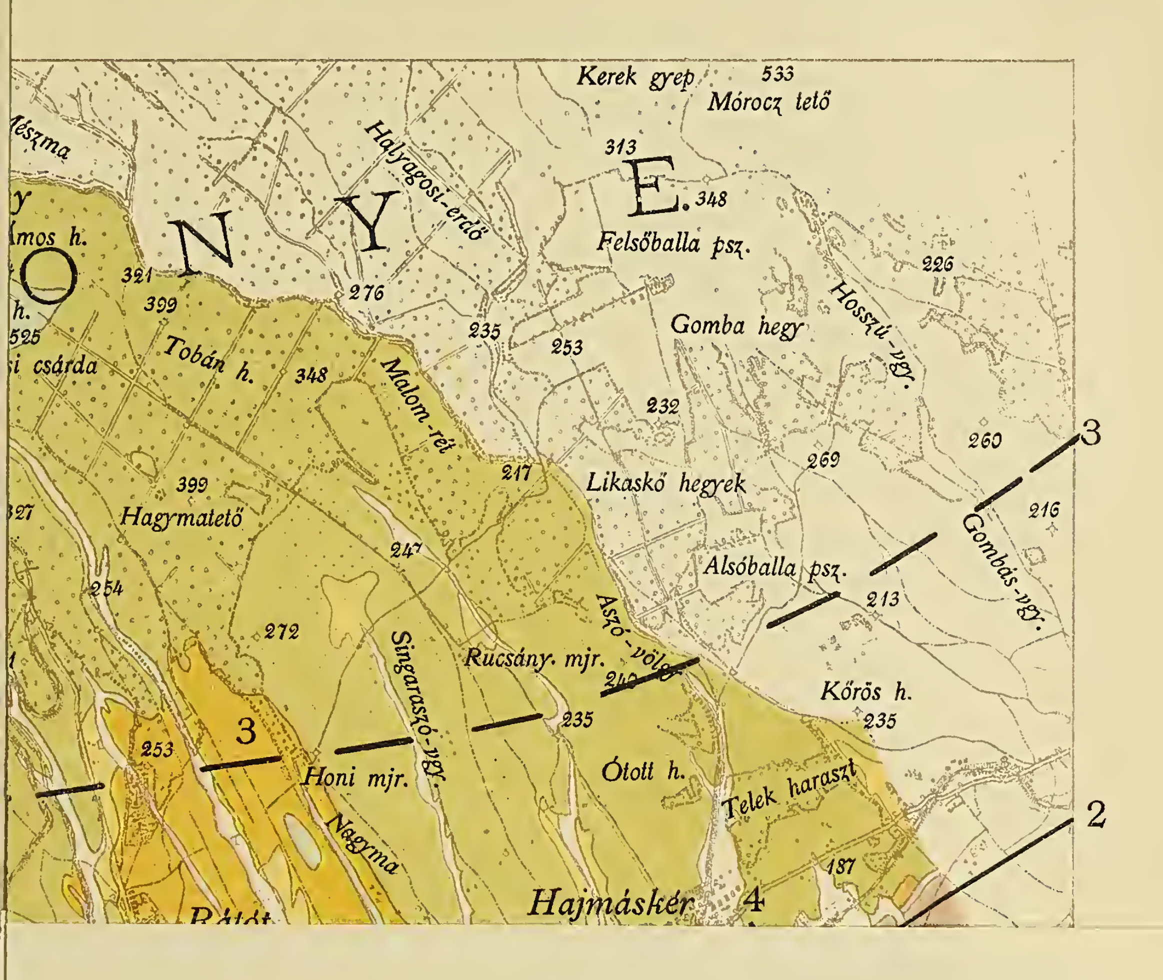
Profil XIV. *x—x* Bruch von Veszprém; *y—y* Rutschung am Látóhegy.
1 Hauptdolomit (?); 2 Kalk vom Berekhegy; 3 Füreder Kalk; 4 Tridentinuskalk; 5 Reitzi-Kalk; 6 Trinodosuskalk; 7 Megyehegyer Dolomit; 8 Plattenkalk.



(Profil XVI.) Profil zur Veranschaulichung der Aufeinanderfolge der heteropischen Schichten in der Stadt Veszprém.
1 Unterer Mergel; 2 Oberer Mergel; 3 Brachiopodenkonglomerat; 4 Megalodenhorizont; 5 Unterer Dolomit; 6 Oberer Dolomit.



ON VESZPRÉM.

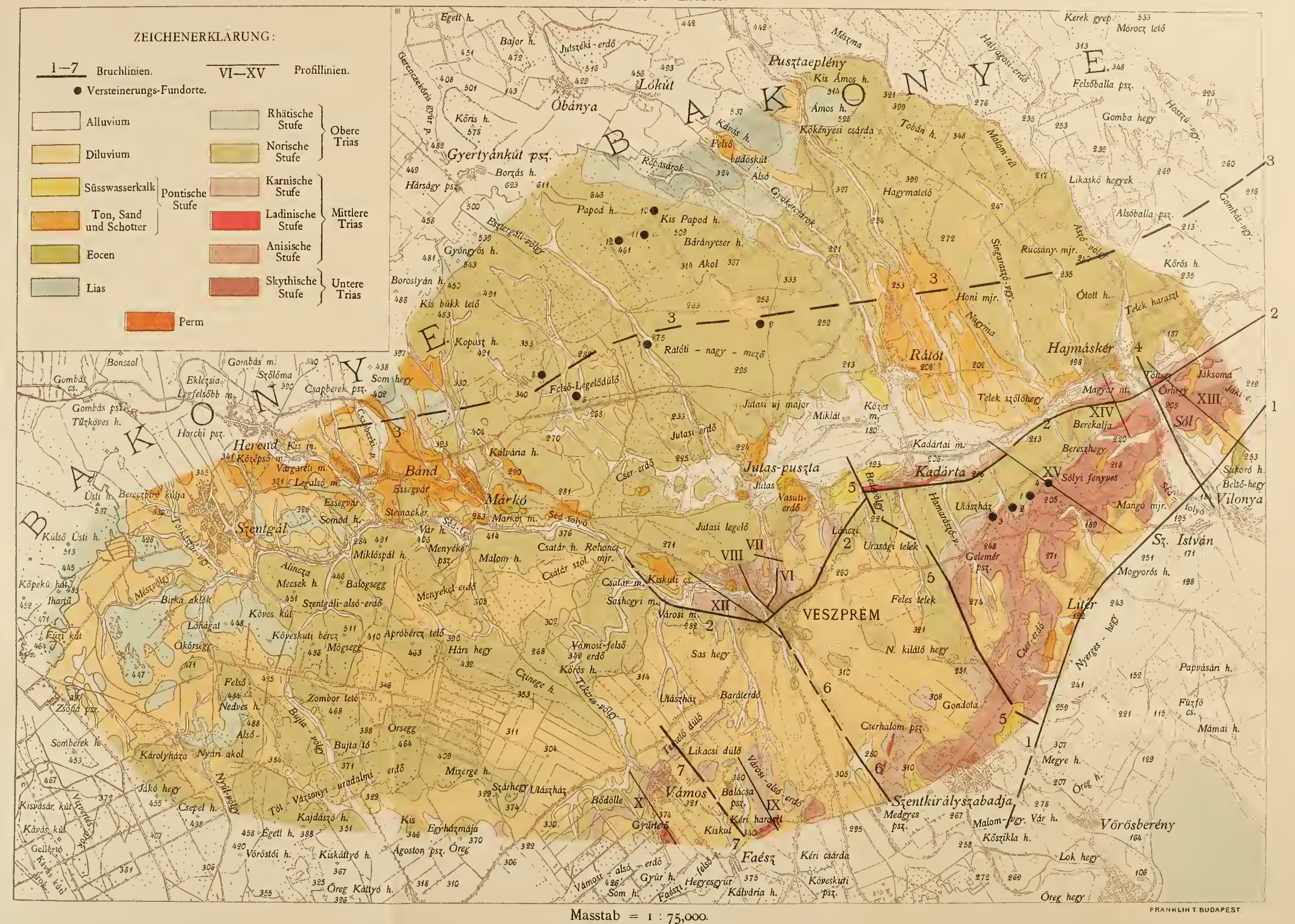


Kerek gyep
533
Mórocz tető
313
E.
348
Felsőballa psz.
N
Y
Halyagosi-erdő
Mészma
Ámos h.
O
321
399
276
Tobán h.
525
i csárda
348
Malom-rét
235
253
Gomba hegy
Hosszú-vgy.
226
232
260
269
3
217
Likaskő hegyek
399
Hagymatető
247
216
Alsóballa psz.
Gombás-vgy.
213
254
272
Singaraszó-vgy.
Rucsány. mjr.
Aszó-völgy
240
Kőrös h.
235
235
253
3
Honi mjr.
Ótott h.
Telek haraszt
2
Nagyma
187
Hajmáskér
4

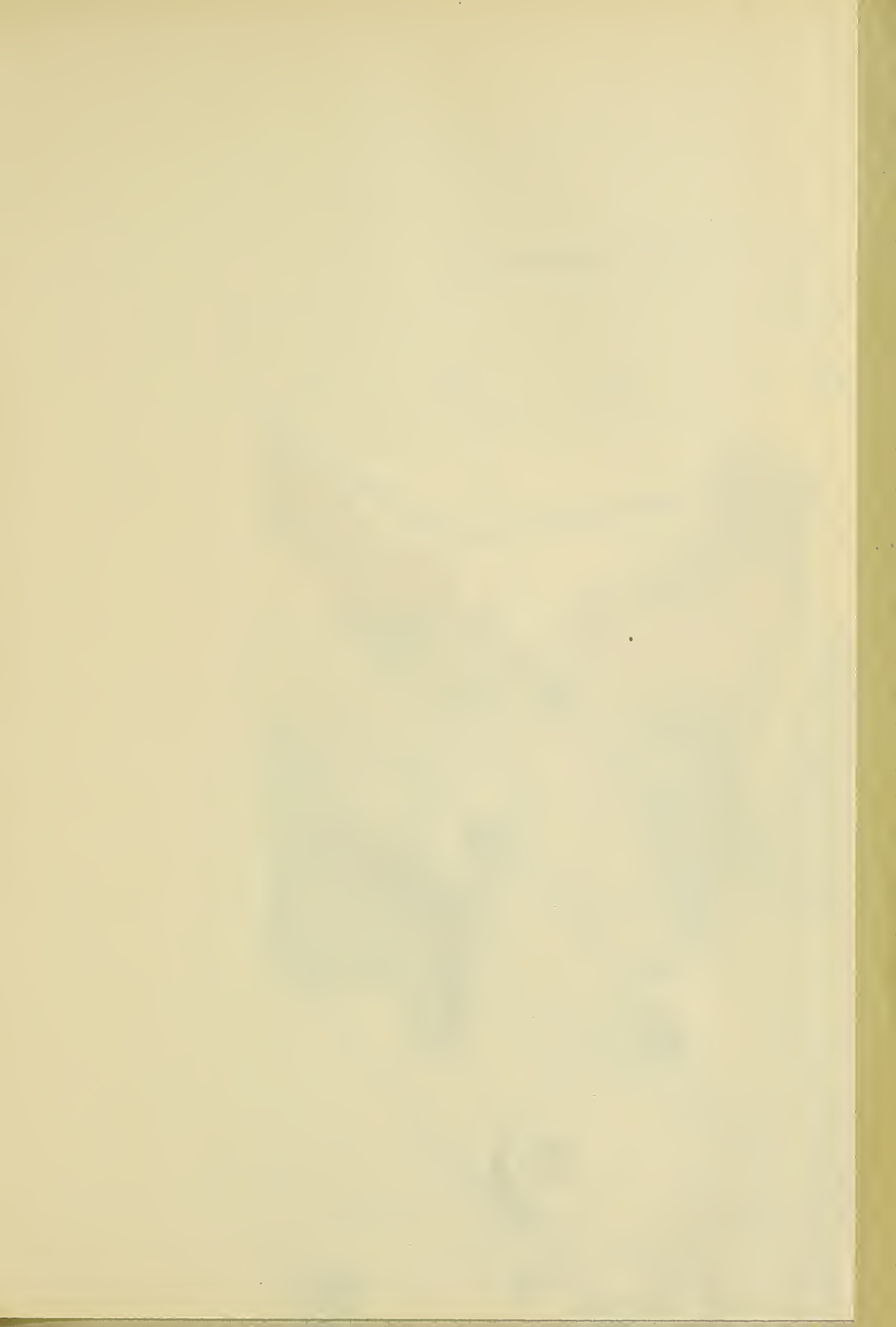


GEOLOGISCHE SPEZIALKARTE DER UMGEBUNG VON VESZPRÉM.

Vom Professor D. Laczkó.



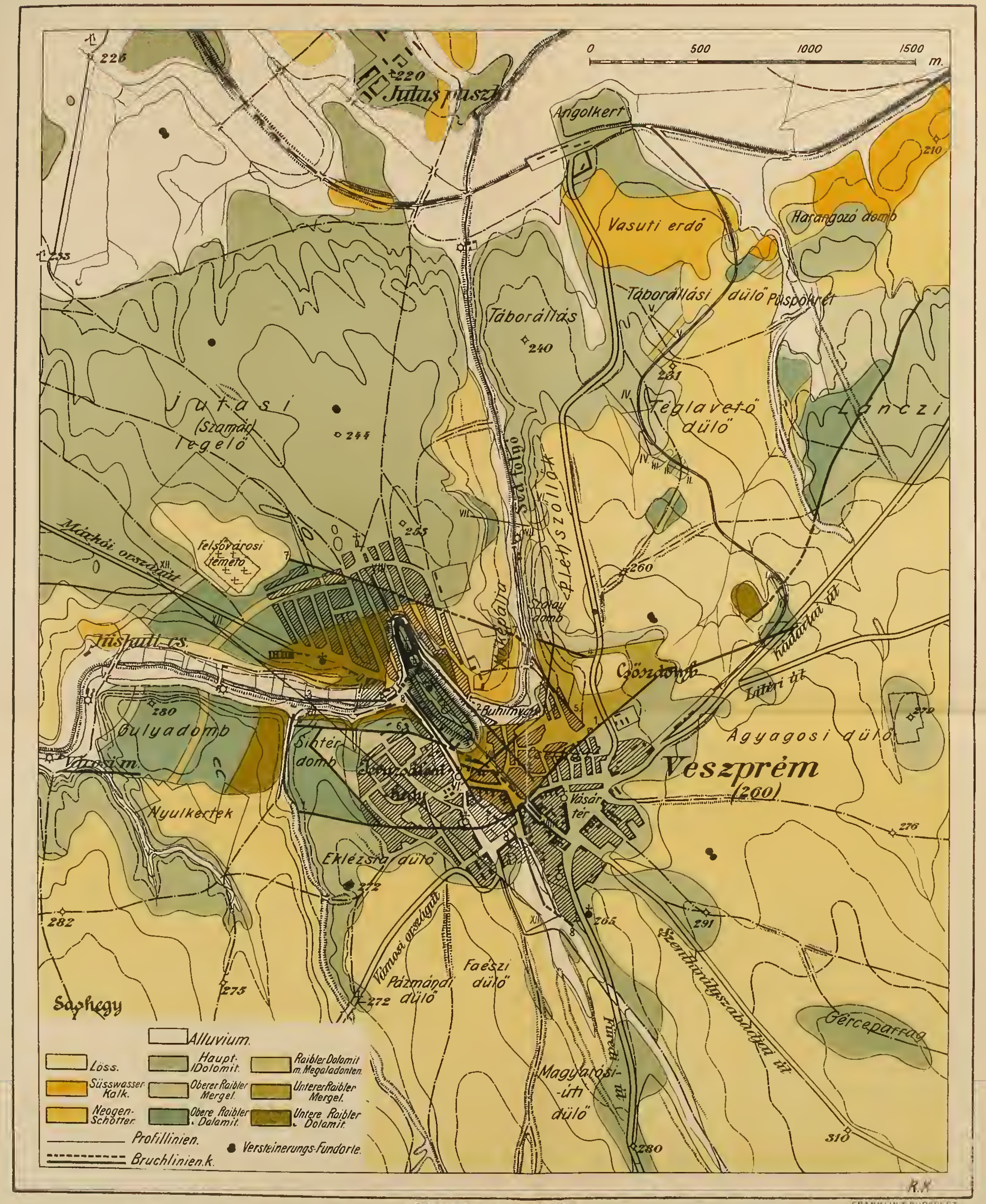






GEOLOGISCHE SPEZIALKARTE DER STADT VESZPRÉM.

Vom Professor D. Laczkó.



Masstab = 1 : 16,666



II.

Zur gefälligen Beachtung! Die zu dieser Arbeit gehörige Karte wird dem geologischen Hauptteil beigegeben.



DIE BASALTE DER BALATONGEGEND.

VON

DR. ISTVÁN VITÁLIS.

MIT ZWEI TAFELN, EINER KARTE UND 67 TEXTFIGUREN.



EINLEITUNG.

Im Frühjahr 1903 hat mich der Präsident der Balatonkommission, Herr L. v. Lóczy aufgefordert, die Basaltgesteine der Balatongegend im Lichte der neueren petrographischen Methoden zu untersuchen. Um diesem ehrenvollen Auftrage Genüge zu leisten, habe ich einen grossen Teil meiner Sommerferien zur Begehung der Basaltvorkommen der Balatongegend und zum Sammeln von Gesteinsmaterial verwendet.

Aus dem gewonnenen reichen Materiale habe ich die Basaltgesteine noch im Laufe des Winters im mineralogisch-geologischen Institute der kgl. ung. Hochschule für Berg- und Forstwesen zu Selmeczbánya mit Erlaubnis und Unterstützung des Herrn Hochschulprofessors Hugo v. Böckh aufgearbeitet und über die Hauptergebnisse meiner Untersuchungen in der am 4. Mai 1904 abgehaltenen Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft Rechenschaft abgelegt.

Im Sommer 1904 habe ich besonders jene Stellen aufgesucht, deren Basaltgesteine ich im vergangenen Jahre nicht besuchen konnte.

Gelegentlich dieser beiden Exkursionen habe ich auch einige solche Lokalitäten entdeckt, welche sich zu einer genaueren Bestimmung des geologischen Alters der Basalteruptionen eigneten, weshalb ich auch die Erörterung dieser Frage in den Rahmen meiner Arbeit aufnahm.

Zur Ergänzung meiner Beobachtungen, die sich auf die Altersbestimmung der Basalteruptionen erstrecken, machte ich auch in den Jahren 1905 und 1906 je einen Ausflug in die Balatongegend und habe einen Teil meiner Forschungen, insbesondere jene, die sich auf das Alter der Basalteruptionen beziehen, in der Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft am 1. Mai 1907 vorgetragen.

Alle Details meiner im Laufe der Jahre sich stetig erweiternden Studien konnte ich — infolge anderweitiger Beschäftigung — zwar noch nicht ganz gleichmässig aufarbeiten, nachdem jedoch der verdienst-

volle Präsident der Balatonkommission schon den Schlusstein des „A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei“ (Ergebnisse der wissenschaftlichen Erforschung des Balaton) betitelten Werkes einfügen will und auch meine Arbeit ein Beitrag zu dieser Unternehmung ist, veröffentliche ich die Ergebnisse meiner bisherigen Studien.

Die materiellen Kosten meiner an Ort und Stelle betriebenen Studien, wie auch der Dünnschliffe hat hauptsächlich Herr Dr. Andor Semsey de Semse getragen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen tiefgefühlten Dank ausspreche.

Besonderen Dank schulde ich weiterhin den Herren Hugo v. Böckh und Ludwig v. Lóczy, sowie dem Ministerialrate Johann v. Böckh, dem kgl. ung. Chemiker Koloman Emszt, den Chefgeologen Julius Halaváts und Thomas v. Szontágh, dem Universitätsprofessor Emerich Lörenthey und dem Hütteningenieur- und Hochschuladjunkten Ludwig Tomasovszky für ihre vielseitige, liebenswürdige Unterstützung.

Selmeczbánya, den 16. Jänner 1908, im mineralogisch-geologischen Institute für Berg- und Forstwesen.

Dr. ISTVÁN VITÁLIS.

LITERATUR.*

1. ASBÓTH: Reise von Keszthely im Szalader Comitate nach Veszprim; Beyträge zur Topographie des Königreichs Ungarn. Herausg. v. S. BREDECZKY. II^{ter} B. pag. 49—71. Wien. 1803.
2. ZIPSER, K. A.: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. Oedenburg. 1817.
3. BRIGHT, RICHARD: Remarks upon the hills of Badacson, Szigliget etc. in Hungary; Transaction of the geological society for 1819.
4. BEUDANT, F. S.: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. Tome second Chapitre XVII: Route de Bude au lac Balaton, par les montagnes de Bakony (pag. 415—454) und das folgende Chapitre XVIII: De la contrée du lac Balaton (pag. 455—511), und Tome troisième, Chap. VI: Terrain basaltique (pag. 577—642). Plane VII bietet ideale Profile. Paris. 1822.
5. SIGMUND, L. DR.: Füred's Mineralquellen und der Plattensee. 1837.
6. ZEPHAROVICH, V.: Die Halbinsel Tihany im Plattensee und die nächste Umgebung von Füred; Sitzungsberichte d. k. k. Akad. d. Wiss. Bd. XIX. Wien. 1856.
7. STACHE, G. DR.: Basaltterrain am Plattensee; Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 12. Bd. Jahrg. 1861—1862. Heft II. pag. 145—148. Wien. 1862.
8. STOLICZKA, FERDINAND DR.: Uebersichtsaufnahme des südwestlichsten Theiles von Ungarn; Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt. XIII. Band, pag. 20—22. Wien. 1863.
9. HOFMANN KÁROLY DR: A szigligeti bazalttufák és a leányvári bazaltbreccia palagonit-tartalmáról (Die Szigligeter Basalttuffe und vom Palagonitgehalte der Leányvárer Basaltbreccie); A M. Földtani Társulat Munkálatai. IV. Bd. pag. 36—40. Pest. 1868. Ungar.
10. BÖCKH JÁNOS: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony; Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kön. ung. Geolog. Anstalt. III. B. I. H. Basalt und dessen Tuffe. pag. 108. Pest. 1874.
11. HOFMANN KÁROLY DR.: Die Basalte des südlichen Bakony; Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kön. ung. Geolog. Anstalt. Budapest. 1879.
12. JUDD, J. W.: On the origin of Lake Balaton. Geological Magazin. I. B. pag. 5—15. London. 1876.
13. INKEY BÉLA: Két magyarhoni Doleritről (Zwei ungarische Dolerite); Földt. Közl. VIII. Jahrg. pag. 223—231. Budapest. 1878.
14. SCHAFARZIK FERENCZ DR.: Beiträge zur Geologie des Bakony; Földt. Közl. XX. Bd. 1. Heft. Budapest. 1890.
15. LÓCZY LAJOS DR.: A Balaton geologiai történetéről és jelenlegi geologiai jelentőségéről (Die geologische Geschichte des Balaton und seine heutige geologische Bedeutung); Földrajzi Közl. 1894. Jahrg. III. Heft. Budapest. 1894.
16. LŐRENTHEY IMRE DR: A székelyföldi szénképződmény földtani viszonyairól (Über die geologischen Verhältnisse der Kohlenbildung des Székler Landes); Az Értesítő tudományos közleményei. XX. Jahrg. 2. Heft. Kolozsvár. 1895.

---

* In diesem Verzeichnis erscheinen nur jene Werke aufgezählt, welche sich mit den Basaltgesteinen der Balatongegend befassen oder zumindest auf diese einen unmittelbaren Bezug enthalten. Die anderweitige Literatur führe ich im Texte an.

17. SIGMUND, ALOIS: Die Basalte Steiermarks; Tschermak's Min. u. Petr. Mitteil. XV—XVIII. Schlussteil. XVIII. Bd. pag. 401—407. Wien. 1898.
18. HALAVÁTS GYULA: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees; Separatabdruck aus dem Werke: „Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees". I. Bd. 1. T. Paläontologisches Suppl. Budapest. 1903.
19. VITÁLIS ISTVÁN DR.: Beiträge zur Kenntnis der Basaltgesteine des Balaton-Berggebietes; Földtani Közl. XXXIV. Bd. pag. 377—399. 1904.
20. SIGMUND, ALOIS: Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark; Tschermak's Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen (Neue Folge). XXIII. Band. pag. 401—405. Wien. 1904.
21. LŐRENTHEY IMRE DR.: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees; Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd. 1. Teil. Paläontologisches Suppl. Budapest. 1905.
22. LŐRENTHEY IMRE DR.: Die pannonischen und levantinischen Schichten von Budapest; Mathem. u. naturw. Ber. aus Ungarn. Herausgegeben von der III. Sektion der Ung. Wissensch. Akademie XXIV. Bd. pag. 288—342. Budapest. 1906.

I. ABSCHNITT.

DIE BASALTTUFFE UND BASALTE DER BALATONGEGEND IM LANDSCHAFTSBILD.

In dem Gebiete zwischen dem Kleinen und dem Grossen Ungarischen Alföld ist ein ausgebreiteter, Südwest—Nordost streichender Gebirgszug erhalten geblieben, welchen Hauer sehr treffend Ungarisches Mittelgebirge benannt hat.[1]

Bei einem Blick auf die oro- und hydrographische Übersichtskarte Ungarns fällt es sofort ins Auge, dass das Ungarische Mittelgebirge, mehr oder minder senkrecht auf seine Streichrichtung von Seitentälern durchquert wird, welche den Gebirgszug in kleinere und grössere Abschnitte gliedern.

Es ist mir aus eigenen Beobachtungen bekannt, man kann sich jedoch auch auf jenen ausführlichen geologischen Karten,[2] welche das Geologische Institut auf Grundlage der Aufnahmen und Studien von Johann v. Böckh und Karl Hofmann herausgegeben hat, davon überzeugen, dass diese Seitentäler Querverwerfungen entsprechen, d. h. dass das Ungarische Mittelgebirge ein typisches Schollengebirge ist, in welchem wiederholt Massenbewegungen und mit diesen im Zusammenhang eine vulkanische Tätigkeit vor sich gegangen ist.

Während von einer paläovulkanischen Tätigkeit kaum bemerkbare Spuren Zeugnis geben, hat der Neovulkanismus sehr intensive Tätigkeit entfaltet.

Der Neovulkanismus hat sein Tätigkeitsmaximum am Ende der untermediterranen Zeit, zu Beginn des Obermediterran gehabt, als im nordöstlichen Teile des Ungarischen Mittelgebirges mächtige Andesit- und Liparitergüsse erfolgten. Es ist schon Dr. Stache aufgefallen, dass der Andesit, für dessen Bezeichnung Beudant den Namen: Trachyt importierte, im südwestlichen Teile des Gebirgszuges beinahe gänzlich fehlt. Auch in der Balatonumgebung,[3] in welcher derselbe bisher überhaupt nicht bekannt war, gibt er jedoch nach der freundlichen Mitteilung Ludwig v. Lóczy's „in sekundären Erscheinungen“ Kunde von sich.

Eine neuere neovulkanische Tätigkeit beginnt im Pliozän mit den Basalteruptionen, deren Produkte auch in der Balatonumgebung in grosser Ausbreitung auftreten.

---

[1] Hauer F.: Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie; Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1870. 20. Bd. 4. Heft. p. 464.

[2] 1 : 144,000. Karte D. 8, 9. E. 8, 9. F. 7, 8. und G. 7.

[3] Stache Dr.: Basaltterrain am Plattensee; Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. XII. B. Verhandl. pag. 145.

Jener Abschnitt des Ungarischen Mittelgebirges, in dem der Basalttuff und das Basaltgestein in grösster Verbreitung auftritt und welcher sich einesteils im Talsystem von Mór und im weiteren Tale des Zalaflusses, andernteils aber zwischen dem Balatonbecken und der Ebene des Rábaflusses ausbreitet, ist in der geographischen Literatur seit Mathias Bél[1] bis auf unsere Tage — pars pro toto — unter dem Namen Bakony bekannt.

Die Talabschnitte des Torna- und des Sédflusses, denen auch die Landstrasse und die Eisenbahn von Veszprém Devecser folgt, gliedern den Bakony in einen nord-nordöstlichen und in einen süd-südwestlichen Teil Die lokale Nomenklatur nennt nur den nord-nordöstlichen Teil Bakony, den süd-südwestlichen Teil aber, welchen Johann v. Böckh[2] als „Südlichen Teil des Bakony" (a Bakony déli része), Karl Hofmann[3] als „Südlichen Bakony" (Déli-Bakony) in die geologische Literatur eingeführt hat, nennt man, wie Ludwig v. Lóczy[4] berichtet, sowohl im Komitate Zala, wie auch im Komitate Veszprém Balatongebirge (Balatonmelléki hegység) oder noch häufiger Balatonberggebiet (Balaton-fölvidék). Dieser Name ist umso treffender, als man, von Várpalota aus kommend, darin zwei langgestreckte Hochebenen unterscheiden kann. Dies sind keine Tafeln, sondern aus Triasschollen bestehende abgeböschte Hochebenen.

Die beiden von Nordosten herziehenden Hochebenen vereinigen sich zwischen Veszprém und Nagyvázsony zu einem Plateau von 250—300 m durchschnittlicher Höhe, das sich hinsichtlich seiner Struktur nach J. v. Böckh[5] mit unseren geographischen Autoren[6] in zwei Teile absondern lässt, insofern man darin 1. eine südöstliche und 2. eine nordwestliche Kette unterscheiden kann. Diese beiden Bergzüge werden durch die sanfte Einsenkung von Veszprém—Nagyvázsony getrennt.[7]

Der südöstliche Kamm, welcher im ganzen genommen niedriger ist, als der nordwestliche, beginnt bei der in der nördlichen Gegend des Balaton gelegenen Ortschaft Litér und streicht über Szentkirályszabadja in nord-nordöstlicher—süd-südwestlicher Richtung, erhebt sich jedoch nur zwischen den Gemeinden Felsőörs und Balatonfüred etwas höher, indem er über der 130—140 m hohen Felsenstufe von Lovas, Csopak, Arács einen nordöstlich—südwestlich streichenden Kettenzug bildet, aus welchem der Atyahegy, der Kopasztető, der Csákányhegy, der Péterhegy und der Tamásihegy als Kuppen emporragen. Dieser Gebirgszug erscheint jedoch nur vom Balaton aus gesehen als Kamm, mit Gefälle gegen Nordwest verschmilzt er sanft abfallend mit dem Veszprém—Nagyvázsonyer Plateau. Bei der Gemeinde Balatonfüred verliert der Gebirgszug Csákány—Péterhegy plötzlich seinen Kammcharakter und weicht

[1] Beél M.: Compendium Hungariae geographicum etc. Pozsony. 1757. 2-te Auflage p. 4.

[2] Böckh J.: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony; Mitt. aus d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anstalt. Bd. III. Pest. 1874.

[3] Hofmann K. Dr.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitt. aus d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anstalt. Bd. III. Budapest. 1875/78.

[4] Lóczy Lajos: Die geologische Geschichte des Balaton und ihre heutige geologische Bedeutung; Földr. Közl. (Geograph. Mitteil.) Bd. XXII. S. 127.

[5] Böckh J.: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. I. Teil; Mitt. aus d. Jahrbuch der kgl. ung. geol. Anstalt. Bd. II. Heft II. S. 34. (8).

[6] Hunfalvy J.: A magyar birodalom földrajza; Egyetemes földrajz II. köt. Budapest. 1886. S. 305.

[7] Eine gute Übersicht über die geographischen Situationsverhältnisse der Balatongegend bietet die ausführliche Karte des Balatonsees und seiner Umgebung von L. v. Lóczy; 4 Blätter, 1 : 75,000. Budapest. 1903.

einem unebenen Kesseltale, das schon auf das vulkanische Gebiet entfällt. In diesem unebenen Kesseltale liegt näher am Balaton Aszófő und entfernter davon Nemes- und Nagypécsel sowie Balatonkisszőllős. Vor Aszófő springt mit ihrer gegen Szántód zu gerichteten Längsachse und Spitze die Tihanyer Halbinsel in den Balaton vor, bei deren Aufbau auch schon Basalteruptionsprodukte eine grosse Rolle spielen, hinter Balatonkisszőllős und Pécsel aber am jenseitigen (nordöstlichen) Gehänge des Nagygella—Hidegkuter Gebirgszuges, besteht über Magyar- und Németbarnag der Gipfel des Berges Kőhegy schon aus Basalt.

Der Südostrand der Hochebene im Nagygella—Hidegkuter Gebirgszuge ist beiläufig um 6 km weiter nordwestlich vom Gebirgszuge Csákányhegy—Péterhegy verschoben. Mit dem Nagygella—Hideghegy bei der Verbindungslinie von Örvényes—Vöröstó verschwindet dieser scheinbare Kettencharakter des südöstlichen Zuges fast ganz und zwischen Örvényes - Udvari und Akali—Dörgicse—Nagyvázsony nimmt der südöstliche Gebirgszug auch als Gelände schon einen Plateaucharakter an, auf welchen die durch ebensoviele Täler abgesonderten Teile des Somostető oder Keresztfatető, des Noszlophegy und des Leshegy - Kőhegy und darauf ein mehr und mehr unebenes, von Talkesseln und kleineren und grösseren Becken durchfurchtes Terrain folgt, in dem die Basaltberge allmählich häufiger auftreten, um dann schliesslich in der Einbuchtung von Köveskálla—Kővágóörs und Tapolcza—Szigliget die Hauptrolle zu erringen.

Unter den Talkesseln erinnert der zwischen Akali—Zánka liegende an den von Aszófő—Pécsel—Balatonkisszöllős, in der Richtung des Gebirgszuges Nagygella—Hideghegy und in dessen Fortsetzung bilden jedoch die Berge in der Umgebung von Budavár und Csicsó, sowie auch der Tóihegy schon einen sehr zerrissenen Gebirgszug, indem dieser Gebirgszug in der Gegend des Kesseltales von Akali—Zánka einesteils gegen Alsó-, Felső- und Kisdörgicse, andernteils aber gegen Tagyon—Szentantalfa, Csicsó, Szentjakabfa, Mencshely zu von Seitentälern durchquert wird.

In dieses unruhige Landschaftsbild tritt zwischen Felsődörgicse, Budavár und Mencshely der erste grössere Basaltberg: der Halomhegy. Ausserdem findet sich auf dem Berge von Szentantalfa, östlich von der Ortschaft sowie nördlich von Csicsó auf dem Fenyveshegy je eine kleinere Basaltmasse.

In der Westecke des Kesseltales von Akali—Zánka fällt dem gegen Köveskálla zustrebenden Wanderer die symmetrische Basaltkuppe des Hegyestű ins Auge.

In die Richtung des Halomhegy sowie jene von Szentantalfa und des Hegyestű entfällt, schon am Ostrande des Köveskálla—Kővágóőrser Beckens, die aus Basaltprodukten aufgebaute schmächtige Doppelkuppe des Kis-Hegyestű.

In der Bucht der Tiefebene von Köveskálla—Kővágóőrs und Tapolcza—Szigliget, aus der sich nördlich von Badacsonytomaj und gegen Nemeskáptalantóti hin je ein Nebenzweig erstreckt, ragen immer dichter jene grossartig geformten Basaltberge empor, welche die Balatongegend den schönsten Gegenden der Erdrunde anreihen.

Der mächtige Badacson mit den kleineren Szigligeter Hügeln, der einsam dastehende Szentgyörgyhegy, die Gruppe des Hármas, Gulács, Tóti und Harasztos, der symmetrische Csobáncz, im Munde des Volkes Gyulakeszihegy, der von kleinen knotenförmigen Hügelchen umringte Halyagos, der Köves und der Kopaszhegy!

Die Gruppe des Csobáncz-, Halyagos-, Köves- und Kopaszhegy, ferner der Sátormál- oder Balatonlátóhegy, dann die umfangreiche Gruppe des

Királykő- und Feketehegy, aus welcher der Apátihegy oder Bonczosető 450 m hoch aufragt, nehmen ungefähr die Mittelstelle zwischen dem südöstlichen und dem nordwestlichen Gebirgszuge der Balatongegend ein.

Die Hochebene von Veszprém—Nagyvázsony wird im Nordwesten von einem bedeutend höheren und weniger zergliederten Gebirgszug aus Hauptdolomit begrenzt als der südöstliche. Er beginnt mit der Gruppe des Üstihegy—Tűzkő und des Mögseg—Csepelhegy nordöstlich und endigt südwestlich mit dem aus Basalt aufgebauten, 601 m hohen Kabhegy. Der Kabhegy ist der Riese der Basaltberge der Balatongegend und zugleich der höchste Berg des Balatonberggebietes. Südwestlich vom Kabhegy bildet das Triasplateau des Zoromb oder Taljándörögd oder Lombbükk-Magyalhegy die Fortsetzung des Gebirgszuges, auf welchem dann der Dabas oder Agártető, der zweitgrösste Basaltberg folgt.

Die umfangreichen Basaltdecken des Kabhegy, des Agártető oder Dabas und des Királykő – Feketehegy erstrecken sich bis an den tiefliegenden Öcs—Taljándörögd—Kapolcser aus Triasdolomiten gebildeten Beckenrand. Zwischen dem Kabhegy und dem Királykő bildet die Basaltdecke des Waldes von Tálod den Rand der Nagyvázsonyer Hochebene gegen das Öcs Taljándörögd—Kapolcser Becken zu, zwischen dem Kabhegy und dem Dabas sind Basaltberge: der Nyires, der Olag, der Rekettyés und der Tikhegy, zwischen dem Dabas und dem Királykaő ber der Bondoró.

Jenseits des Dabas am Nordabhang des Kapolcser Erosionstales, wo die Basalttafel des Monostorer Waldes ihre Fortsetzung findet, erhebt sich der aus Dolomit bestehende Kis-Bakony, und mit der Gruppe des Hármashegy endet dieser nordwestliche Zug des Balaton-Berggebietes. Die flache Einbuchtung von Tapolcza reicht hoch an diesem isolierten Berge empor, und es hebt sich darauf kaum die Wasserscheide an der Grenze des Kleinen Ungarischen Alföld ab. Am Rande dieser Ebene, welche aus Hauptdolomit besteht, erhebt sich der schlanke Hegyesd, in der Kapolcser Taleinmündung des Egerviz der glockenförmige Haláp und der dreifache, aus Basalteruptionsprodukten aufgebaute Berg Véndegihalom.

Jenseits der Seitentäler von Sümeg – Lesenczetomaj beschliessen die Basaltplateaus des Tátika den nordwestlichen Höhenzug. Hierher gehören die Berge Kőorra oder Nagylázhegy, der Förtés, der Kávéhegy, der Kis- und der Öreg-Lázhegy, der Szebike, der Sarvaly, der Prágahegy, der Tátika und das Basaltmassiv der Kovácser Berge.

Der nordwestliche Zug der Balatongegend verflacht in der Richtung der Rábaflussebene allmählich, wo der Somlyó, die schöne symmetrische Basaltkuppe des Sághegy, ferner der Kis-Somlyó, dann — am Fusse des Kemenesalja — die kleinen Basalttuffhügel von Gérce, Sitke und Magasi, wie eine Vorhut emporragen. Die Basaltprodukte kommen am nördlichsten neben dem Marczalibache in der Gemarkung von Magyar-Gencs zum Vorschein, dort, wo die Komitate Győr, Vas und Veszprém zusammenstossen.

Von dem südöstlichen Zuge hingegen wird die Hügelreihe von Somogy nur durch das flache Balatonbecken geschieden; auf einem dem Balaton zugewendeten Rande dieser Hügelreihe ist bei Fonyód und Boglár je ein Inselberg erhalten geblieben, die Basaltmaterial enthalten.

II. ABSCHNITT.

DIE TEKTONIK DER BALATONGEGEND UND DAS AUFTRETEN VON BASALT UND BASALTTUFF IN IHREM NATÜRLICHEN ZUSAMMENHANG.[1]

An der dem Balaton zugewendeten SE-Seite der abgeböschten Triashochebene der Balatongegend streichen die Schichten von NE gegen SE und fallen im allgemeinen gegen NW ein. Diese beiden Tatsachen lassen darauf schliessen, dass diese Lagerung der Triasschichtenfolge der Balatongegend sekundär ist: sie musste von SE, vom Balatonsee aus, NW-lich, gegen die Ebene des Raabflusses zu kippen.

Seit den grundlegenden geologischen Aufnahmen J. v. Böckhs und Dr. K. Hofmanns war es bekannt, dass das Triasplateau der Balatongegend, mit dessen ausführlicher geologischer Beschreibung sich der I. Band der „Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balaton" befassen wird, von Schichtenstreichen oder senkrechten radialen tektonischen Linien zerschnitten ist.

Unter diesen hat die Linie von Litérbalatonhenye die grösste Bedeutung. Sie wurde von J. v. Böckh[2] festgestellt, nachdem bereits Dr. Stache[3] auf dieselbe hingewiesen hat.

Die Beschaffenheit des Geländes und die geologischen Verhältnisse lassen die Querverwerfungen an mehreren Stellen sicher vermuten, u. zw. besonders auf jenem Streichen, welcher SE-lich von der Längsverwerfung von Litér—Balatonhenye entfällt. Den Zusammenhang zwischen diesen tektonischen Linien und dem Auftreten der Basaltberge hat zuerst J. v. Böckh zu ermitteln versucht.

Nach J. v. Böckh[4] reihen sich die Basaltberge der Balatongegend hauptsächlich in vier Linien aneinander; diese sind: 1. Kabhegy—Agártető—Haláp,

---

[1] Der geologische Hauptteil wird diese Frage auf Grund der neueren Beobachtungen bedeutend ausführlicher behandeln und sich natürlicherweise auch auf die Lage der Basalte erstrecken. Die neueren tektonischen Beschreibungen sind aber noch nicht publiziert worden und auch die Resultate dieser Beobachtungen sind dem Verfasser nicht zur Verfügung gestanden. — Lóczy.

[2] Böckh J.: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. I. Teil; Mitt. a. d. Jahrb. der kgl. ung. geol. Anstalt. II. Bd. II. Heft. Pest, 1872. S. 29. (3).

[3] Stache, Dr. G.: Jüngere Tertiärschichten des Bakonyer Waldes; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XII. B. Verhandlungen der. k. k. geologischen Reichsanstalt. S. 125.

[4] Böckh J.: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil; Mitt. a. d. Jahrb. der kgl. ung. geol. Anstalt. III. Bd. I. Heft. Pest, 1874. S. 110.

2. Királykő—(Bonczostető—Sátormagas—Halyagos)—Csobáncz, 3. Kabhegy—Somlyó—Ság und 4. Badacsony—(Szentgyörgy)—Kis-Somlyó; die N-liche Verlängerung dieser 4. Linie kreuzt die Hügel von Gércze und Sitke.

Die beiden ersten Linien laufen in SW—NE-licher Richtung, d. h. sie laufen parallel mit einer der tektonischen Hauptlinien der Balatongegend mit der Bruchlinie von Litér, welche JOHANN V. BÖCKH am Südostrande der Veszprém—Nagyvázsonyer Hochebene von Litér angefangen über Szentkirályszabadja, Faész, Hidegkút, Barnag und Mencshely bis Balatonhenye genau festgestellt hat, die beiden anderen sind beinahe senkrecht auf die beiden ersten. Nachdem aber derartig verlaufende, d. i. NW—SE-liche Querverwerfungen auf dem Triasplateau der Balatongegend sehr reichlich vorhanden sind, sagt J. v. BÖCKH nicht ohne Grund: „dass die aufgezählten vier Linien wirklich ein Spaltensystem bezeichnen, durch welches die Basalteruptionen vor sich gegangen sind!“ [1]

Die Zahl dieser Bruchlinien J. v. BÖCKHS wurde von K. HOFMANN [2] beträchtlich erweitert, jedoch nicht eben in der glücklichsten Weise. Bei dem Verbinden der vulkanischen Reihen KARL HOFMANNS äussert sich das Bestreben, diese Linien aus einer grösseren Masse des Vulkansystems ausgehen zu lassen. Als einen solchen Ausgangspunkt betrachtet HOFMANN den Kabhegy, aus welchem er ausser der 1. und 3. Linie BÖCKHS zwischen dem Kabhegy—Somhegy—Királykő—Feketehegy—Badacsony und Kabhegy—Tihany je eine Linie gezogen hat. Ein solches Zentrum ist nach ihm der Agártető, auf welchem er ausser der 1. Linie BÖCKHS noch eine lange Querlinie zieht, welche von Boglár bis zu den Hügeln von Magasi verläuft und auf dem Somlyó die 4. Linie BÖCKHS im spitzen Winkel kreutzt. Als einen solchen Mittelpunkt betrachtet er auch den Badacsony, von welchem er ausser der 4. Linie BÖCKHS auch die Vulkanreihe des Badacsony—Kis-Hegyestű—Kopaszhegy ausgehen lässt. Ein solcher ist schliesslich noch der Halomhegy, von wo aus nach ihm eine Vulkanreihe über den Tóti- und Gulácsihegy bis zu den Szigligeter Hügeln ausläuft.

K. HOFMANN hat bereits nicht so streng vor Augen behalten, dass die vulkanischen Linien mit den festgestellten Verwerfungen zusammenfallen oder wenigstens mit diesen parallel verlaufen sollen. Er hat ausser der Richtung der eruierten in der Streichlinie liegenden und radialen Verwerfungen, wie er selbst sagt [3] von der Linie zwischen dem Kabhegy—Badacsony „ungewohnt schräge“ und einander schief kreuzende Linien als Vulkanreihen angenommen.

ALOIS SIGMUND akzeptiert unter den Vulkanlinien BÖCKHS, beziehungsweise KARL HOFMANNS einseitig nur die schrägen und teilt die steierisch-ungarischen Basaltberge in 10 Vulkanreihen ein.[4] Unter seinen Linien entfallen die ersten drei (nämlich: 1. Auersberg—Gnas, 2. Riegersburg—Steinberg - Hochstradenklöcher Kuppen—Radein und Lindegg—Kapfenstein) auf Steiermark, die 4. erstreckt sich bis zur steierisch-ungarischen Grenze, die 5.: Kho-Fidisch—Güssing fällt in die Gegend

---

[1] BÖCKH J.: Die geol Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil. S. 113.

[2] HOFMANN Dr. K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitt. aus d. Jahrb. der kgl. u. geol. Anstalt. III. Bd. 1875/78. S. 128. u. ff.

[3] HOFMANN K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitt. aus d. Jahrbuche der kgl. ung. geol. Anstalt. Bd. III. S. 131.

[4] SIGMUND A.: Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark; Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitteilungen, (Neue Folge), XXIII. Bd. Wien, 1904. S 405.

des Raabflusses, die anderen fünf entfallen auf das Balatongebiet. Diese sind: 6. Tátika—Szigliget, 7. Sitke—Kis-Somlyó—Szentgyörgy—Badacson—Fonyód, 8. Köveshegy—Kopasztető, 9. Magasihegy—Somlyóhegy—Agártető—Boglárhegy und 10. Ságihegy—Somlyóhegy—Kabhegy—Tihany.

Auf dieses einseitige Verfahren SIGMUNDS hat auch schon RUDOLF HOERNES[1] in „Bau und Bild der Ebenen Österreichs" hingewiesen und beruft sich darauf, dass, die Litér—Balatonhenyeer und die am Balatonufer befindliche Verwerfung eine hervorragende tektonische Linie ist, wie dies auch schon JOHANN v. BÖCKH nachgewiesen hat, und dass das mächtige Massiv des Királykő-Feketehegy gerade in diese Linie fällt, welche SIGMUND ganz ausser acht gelassen hat. Ebenso sind aus den Vulkanreihen SIGMUNDS die Berge Gulács, Tóti, Hegyesd usw. ausgeblieben.

Zum Teil sind diese vulkanischen Reihen unbestreitbar hypothetische Luftlinien, jedoch nur deshalb, weil ihr inniger Zusammenhang mit der tektonischen Linie nicht nachweisbar ist. Zweifellos ist es, dass man nicht aus den über die Basaltberge ziehbaren Linien (wie dies teilweise SIGMUND und auch HOFMANN getan hat) auf die tektonischen Linien folgern darf, sondern umgekehrt, nur die festgestellten tektonischen Linien eine Bestimmung der vulkanischen Anreihungslinien zulassen. Diesem Grundsatze nähern sich noch am meisten die Linien JOHANN v. BÖCKHS. Unter seinen vier Linien fällt die 1. und die 2. mit der Streichrichtung des Mittelgebirges zusammen und läuft mit der Litér—Balatonhenyeer in der Streichlinie liegenden Verwerfung parallel, die 4. aber kongruiert beinahe genau mit der angenommenen Sümeg—Lesenczetomaj—Balatonedericser Querverwerfung.

Dass ein Teil unserer Basaltgesteine in der Richtung der Längs- und Querverwerfungen zutage getreten ist, dafür können als Beweise die Basaltgänge der Balatongegend erwähnt werden. Der Szigligeter Basaltgang, welchen bereits Dr. STACHE[2] entdeckt hat und den zuerst JOHANN v. BÖCKH,[3] mit Zeichnungen RÓTHS illustriert, ausführlich beschrieben hat, durchquert den Basalttuff, bezw. das Konglomerat in NE—SW-licher Richtung, d. h. in der Richtung der Längs- und Querverwerfungen der Balatongegend. Ich selbst habe — nicht weit von Szigliget — in der Nähe des Tótihegy in dem zur Gruppe des Örsihegy gehörigen roten Sandsteine einen Basaltgang entdeckt, welcher in nordwestlich—südöstlicher Richtung, d. h. in der Richtung der Querverwerfungen zieht.

Es ist demnach unbestreitbar, dass ein Teil der Basaltgesteine der Balatongegend den tektonischen Linien entlang zutage getreten ist.

Jedenfalls ist es auffallend, dass auf der durch J. v. BÖCKH genau festgestellten tektonischen Linie von Litér kaum ein- oder zwei kleine Basaltberge vorkommen, auf jenem Abschnitt des Südostzuges aber, welcher sich von der Fűzfőer Ecke bis zur Gemeinde Balatonfüred erstreckt, überhaupt kein Basaltgestein vorhanden ist, obgleich in geologischer und landschaftlicher Hinsicht hier sowohl Längs- als auch Querverwerfungen nachgewiesen werden können. Südwestlich von der Linie Balatonfüred—Hidegkút—Szentgál hingegen, dort, wo auf dem Triasplateau der Balatongegend Talbildungen und kleine flache Becken die Kontinuität der Trias-

[1] HOERNES, R.: Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien, 1903. S. 189—190.

[2] STACHE: Basaltterrain am Plattensee; Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. XII. B. Verhandlungen S. 147.

[3] BÖCKH J.: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Bakony. II. Teil. S. 117—118.

schichten unterbrechen, treten gruppenweise und in grösserer Zahl Basaltberge auf. Der Kabhegy, der Dabas und das Basaltplateau des Királykő-Feketehegy, ferner vor dem Kabhegy der Somhegy, zwischen dem Kabhegy und dem Dabas der Nyíres, der Olag, der Rekettyés und der Tikhegy, zwischen dem Dabas und dem Királykő der Bondoró, dann der Halomhegy, die Basaltberge von Szentjakabfa, Mencshely und Magyarbarnag gruppieren sich um das Nagyvázsonyer, das Öcs—Taljándörögd—Petender und das Monostorapáter dreifache, flache Becken; die Hügel von Vendégi, der Haláp, der Hegyesd, der Csobáncz, der Tóti, der Gulácsihegy, der Badacson, der Szentgyörgyhegy und die Basalttuffhügel von Szigliget befinden sich als zweite Basaltberggruppe in der Einbuchtung der Tiefebene von Tapolcza, die dritte grosse Gruppe der Basaltberge besteht endlich aus dem Förtés, dem Kis- und Nagy-Lázhegy, dem Tátika mit dem Sarvaly und der Kovácsi-Barser Hochebene, welche sich am N und E-Rande des Beckens von Zsid-Vindornya ausbreiten.

Diese flachen Talbildungen und Becken befinden sich in der Richtung der Längs- und Querverwerfungen und es erfolgten zwischen ihnen tektonische Senkungen, welche auf einem Gelände von jungtertiären Sedimenten entstanden sind.

Das Basaltmaterial des grössten Teiles unserer Basaltberge steht mit dem Herabsinken der in der Richtung der Längs- und Querverwerfungen und zwischen diesen entstandenen Talbildungen und Becken in genetischem Zusammenhange.

Die Balatongegend ist schon seit langem ein Schauplatz von Dislokationen. Es genügt in dieser Hinsicht auf die abweichende Verbreitung der unteren und oberen Kreide des nördlichen Bakony hinzuweisen. In den Ostalpen entfällt zwischen die untere und die obere Kreide bekanntlich eine Periode heftiger Dislokationen, und es wäre nicht unmöglich, dass diese Krustenbewegungen auch in unserem Gelände zur Geltung kamen. Auf die Ablagerungen des Eozän an der Nordwestecke des Triasplateaus der Balatongegend lagert nach v. Böckh[1] unmittelbar obermediterranes Konglomerat mit Anomia costata. Ebenso liegt der Leithakalk der Einbuchtung der Tapolczaer Tiefebene auf Hauptdolomit in kaum 180 m Höhe und bildet vor den Hügeln von Vendégi auch Ostreen- und Korallenbänke; all dies lässt darauf schliessen, dass das Triasplateau der Balatongegend unmittelbar vor dem Obermediterran neuerlichen Dislokationen unterworfen war und dass die Bildung der oben erwähnten Talungen und Becken mit tektonischen Einsenkungen zu dieser Zeit einsetzte. Diese Dislokationen erstreckten sich, wie bekannt, auf das ganze Mittelgebirge und genetisch hängen auch die Andesitausbrüche mit ihnen zusammen, wie das Franz Schafarzik[2] an dem Nordostabschnitte dieses Zuges nachgewiesen hat. Im Nordteile der Einbuchtung der Tiefebene von Tapolcza: auf dem Streifen zwischen Tapolcza—Haláp, so wie auch am Balatonufer, in dem flachen Becken zwischen Zánka—Tagyon—Akali hat sich der sarmatische Kalk bereits in der abgesunkenen Sohle dieser flachen Becken abgesetzt.

Auf Grund all dessen ist es wahrscheinlich, dass die tektonischen Bewegungen des Triasplateaus der Balatongegend schon ein sehr hohes Alter besitzen und sich periodenweise wiederholt haben. Aus dem Umstande, dass der sarmatische Kalk

[1] Böckh J.: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil. S. 71—88.

[2] F. Schafarzik: Die Pyroxen-Andesite des Cserhát; Mitt. a. d. Jahrbuch der kgl. ung. geol. Anstalt Bd. IX.

im Nordteile der Einbuchtung, der Tiefebene von Tapolcza in das gleiche Niveau mit den tieferen pontisch-pannonischen Schichten des Südteiles der Einbuchtung gelangte, unter welchen auch der sarmatische Kalk selbst vorhanden ist, wie die sarmatischen Kalkeinschlüsse mit *Mactra podolica*, *Tapes gregaria* usw. im Basalttuff von Szigliget beweisen, kann gefolgert werden, dass sich diese tektonischen Bewegungen auch gegen Ende der pontischen oder pannonischen Stufe wiederholt haben und dass sich die Sohlen des dreifachen Beckens von Nagyvázsony, Öcs—Taljándörögd—Petend und Monostorapáti, der Einbuchtung von Tapolcza, und der flachen Talbildung von Zsid—Vindornya neuerdings gesenkt haben und das Basaltmaterial der Balatongegend mit diesen Senkungen in genetischem Zusammenhange steht.[1]

---

[1] Dass die Basalteruption gegen Ende der Ablagerung der pontischen und pannonischen Sedimente begonnen hat, werden wir weiter unten von einer anderen Seite erörtern.

III. ABSCHNITT.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER BASALTTUFF- UND BASALTBILDUNGEN DER BALATONGEGEND.

I. Die Basalttuff- und Basaltausbrüche der Umgebung von Nagyvázsony, Talјándörögd und Monostorapáti.

Die Hauptmasse der Basalttuff- und Basaltbildungen der Balatongegend gruppiert sich um die flachen tektonischen Einsenkungen von Nagyvázsony, Öcs—Taljándörögd—Petend—Kapolcs und Monostorapáti.

Der Rand dieser flachen Einsenkungen besteht ringsum aus triadischen Sedimenten u. zw. überwiegend aus obertriadischem Hauptdolomit, so gegen Westen und Nordwesten aus der Hauptdolomitmasse zwischen Felsőcsepel—Markó, jener zwischen Öcs – Szöcz der Hauptdolomitmasse des Kisbakony und jener von Hegyesd aus dem Südweststreifen des Triasplateaus der Balatongegend, gegen Südost zu aus dem Hauptdolomit des Sándorhegy in der Umgebung von Barnag, Budavár und Csicsó. Das dreifache Becken selbst erscheint — abgesehen von Löss und Humus — hauptsächlich mit Pliozänsedimenten ausgefüllt.

Ein Teil der Basalttuff- und Basaltvorkommen: die kleinen Basaltkuppen von Barnag, Halomhegy bei Mencshely, der Fenyveshegy bei Szentjakabfa breitet sich unmittelbar auf dem Triassedimente aus, der andere Teil aber, darunter auch der Kabhegy und der Dabas, teils auf den Triasschichten, teils jedoch auf dem Pliozänsedimente, der dritte Teil aber ganz auf dem Pliozänsedimente.

1. *Der Basalt des Kőhegy bei Magyarbarnag.*

Ost-südostlich von Nagyvázsony, auf dem in der Nähe von Magyarbarnag sich erhebenden Kőhegy befindet sich im Walde eine kleine Basaltkuppe von beiläufig 20 m. relativer Höhe unmittelbar auf dem Dolomite des Sándorhegy. Gegen Südwest zu erhebt sich dieselbe kaum wahrnehmbar, gegen Nordwest zu fällt sie ziemlich steil ab.

Südwestlich von dieser kleinen Kuppe, näher zu Mencshely als zu Magyarbarnag erhebt sich auf dem Dolomit des Sándorhegy noch eine flache kleine Basaltkuppe. Der Basalt liegt in verwitterten, kugelig-schaligen Stücken umher.

Die beiden kleinen Basaltkuppen liegen in der Synklinale des Dolomits am Sándorhegy.

2. *Halomhegy.*

Südlich von Nagyvázsony, zwischen den Gemeinden Mencshely, Budavár, Felső- und Kisdörgicse ragt 399 m hoch der Halomhegy empor. Der Basalt bildet einen stumpfen Kegel von mittlerer Grösse. Sein Fuss wird von Löss bedeckt, unter welchem mitteltriadische Schichten zutage treten. Am Fusse des Berges liegen viele poröse brotlaibförmige Bomben umher. Die Lehnen sind mit Gras bewachsen, und auf dem Gipfel trachten Rebstöcke und Obstbäume Wurzel zu fassen. Bei der Triangulirungspyramide, von wo aus man über Nagyvázsony hinaus den Kabhegy, dann den Dabas, den Apátihegy, den Szentgyörgyhegy, den Badacson und auch den Balaton übersieht, findet sich unter den zusammengetragenen Basaltstücken hie und da auch ein Basalttuffstück.



Fig. 1. Der Halomhegy von dem Csukrét bei Szentantalfalva.

Auch in der Nähe des Halomhegy, neben dem Sárkút bei Dörgicse befindet sich ein winziger Basalthügel, und ebenso westlich, gegen Szentantalfa hin erblickt man auf einem ziemlich grossen Gebiete umherliegende Basaltstücke, die aus den Ackerfeldern und Weingärten herausgeworfen wurden.

3. *Fenyveshegy.*

Südsüdöstlich von Nagyvázsony, in der Höhe der Ortschaften Szentjakabfa und Csicsó erhebt sich der 359 m hohe Fenyveshegy. Dies ist die einzige Stelle in der Balatongegend, wo man unmittelbar beobachten kann, dass der Basalt in der Nähe einer Verwerfung zutage tritt, wie dies auch das Profil in Fig. 2 vor Augen führt. Das vulkanische Produkt erhebt sich unmittelbar auf dem oberkarnischen Sándorhegyer Kalke in der Nähe der NE—SW-lichen Verwerfung als eine steile Kuppe. Der Basalttuff steht zwar nicht mehr an, seine zersplitterten Stücke liegen jedoch ziemlich reichlich umher. Auch einige Bomben wurden vorgefunden.

4. *Kabhegy.*

Nordwestlich von Nagyvázsony, zwischen den Ortschaften Pula, Öcs und Úrkút erhebt sich der höchste Berg der Balatongegend, der 601 m hohe Kabhegy. Die Basaltmasse selbst ist dem Obertriasplateau des Bakonyer Waldes in einem beiläufig 5 km² grossen Gebiet aufgelagert, in Form eines sich abschüssig erhebenden, grossmanteligen Kegels. Der Gipfel selbst besteht aus dunkelbräunlichem, in verwittertem Zustande rötlichem, porös-blasigem Basalt, auf welchem bombenartige schlackige Basalttrümmer umherliegen. Der deckenartige Basaltmantel hingegen besteht aus taubengrauem, kompaktem Basalt. Dem Saum des Basaltmantels schmiegt sich ringsum eine Lössdecke an, südlich aber zwischen den Gemeinden Öcs und Pula nehmen am Aufbau der Oberfläche mächtige Basalttuffschichten, fossilführende Pliozänsedimente: Ton, Sand und Süsswasserkalk, ja auch Kalkdolomit der Obertrias teil. An der Nordseite des Kabhegy bilden die „Macskalyukak" unter der Lössdecke in den Nummulitenkalk (Eozän) eingesenkte Trichter.

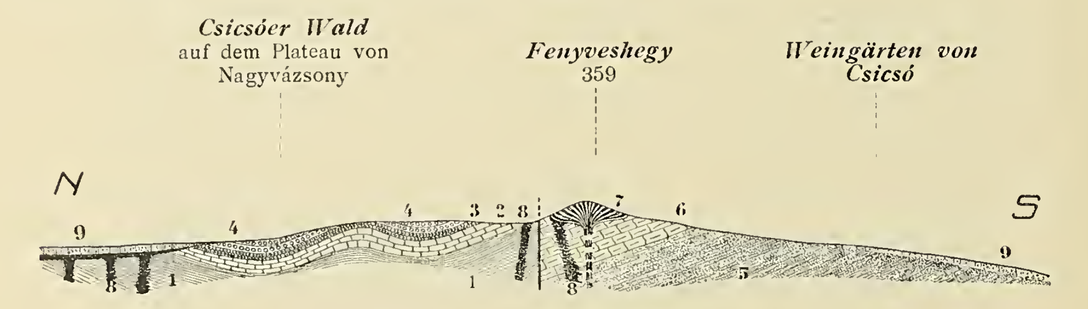


Fig. 2. Profil des Fenyveshegy.

1. Plattenkalk der ob. werfener Schichten. — 2. Dolomit des Muschelkalkes. — 3. Muschelkalk und Buchensteiner Schichten. — 4. Feuersteinführender Kalkstein mit Proarcestes subtridentinus. — 5. Oberer Mergel. — 6. Sándorhegyer Kalkstein. — 7. Basalt. — 8. Süsswasserquellenkalk. — 9. Löss.
1 : 25,000.

Am interessantesten ist der Südfuss des Berges zwischen den Gemeinden Öcs und Pula. Der Hauptdolomit des Plateaus, der pliozäne Ton, Sand und Süsswasserkalk und die vulkanischen Produkte treffen hier auf der Oberfläche zusammen und die Lagerungsverhältnisse der sedimentären und eruptiven Produkte des Pliozän sind daselbst in mehreren Aufschlüssen zu studieren. In der geologischen Literatur ist der Aufschluss bei Öcs schon seit langem bekannt; derselbe wurde zuerst von Stache[1] und J. v. Böckh,[2] neuerdings von Ludwig v. Lóczy, Julius Halaváts[3] und Emerich Lőrenthey[4] beschrieben.

[1] Stache G.: Jüngere Tertiärschichten des Bakonyer Waldes; Jahrbuch der k. k. geol. Reichs-Anstalt. Bd. XII. Verhandlungen S 126.

[2] Böckh J.: Die geol. Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil; Mitteil. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol.-Anst. Bd. III. Heft 1. S. 104—105.

[3] Halaváts Gyula: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 23—24; Resultate der wiss. Erforsch. des Balaton. I. Bd. 1. Teil. Paläont. Anh. Budapest, 1903.

[4] Lőrenthey Imre: Beiträge zur Fauna und strat. Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 22—23; Resultate der wiss. Erforsch. des Balaton. I. Bd. 1. Teil. Paläont. Anh. Budapest, 1906.

Die kalkigen Süsswassersedimente bilden bei Öcs drei Terrassen.

Die unterste Terrasse ist im Graben gegenüber dem letzten Hause der Ortschaft aufgeschlossen und besteht aus gelblichem, glimmerigen, kalkigen Ton und Mergel mit zwei Lignitschichten und in seinem Hangenden mit Löss. Aus dem kalkigen Tone und dem Lignite habe ich Schalen von *Congeria Neumayri* ANDR., *Melanopsis Entzi* BRUS., *Limnocardium* sp. gesammelt, während sich im Mergel Schalen von *Hyalina* sp., *Pupa* (*Leucochilus*) *Nouletiana* DUPUYS, *Bithynia Brusinai* HALAV. fanden. Die zweite Terrasse befindet sich in der Mitte der Gemeinde und es wurde hier aus dem Brunnen des STEPHAN HORVÁT das Hangende der Lignitschicht: poröser Mergel und poröser (tuffiger) Mergelkalk mit einer ausserordentlich reichen Fauna, mit *Helix*, *Pupa*, *Carychium*, *Limnaea*, *Planorbis* (*Coretus*, *Gyrorbis*, *Segmentina*), *Odontogyrorbis*, *Bithynia* u. s. w. Arten zutage gefördert. Unter ihnen auch *Emmericia canaliculata* BRUS. vertreten, jene für die slavonischen levantinischen Schichten charakteristischen Form.

Oberhalb der Gemeinde, an dem Wege nach Pula, befindet sich die dritte Terrasse der kalkigen Süsswasserbildungen. Dies ist jene Stelle, welche auch schon von Dr. STACHE, J. v. BÖCKH, HALAVÁTS, LÓCZY und LŐRENTHEY erwähnt wurde. Auch in dieser sind Spezies von *Helix*, *Pupa*, *Limnaea*, *Planorbis* (*Coretus*, *Gyrorbis*, *Segmentina*), *Odontogyrorbis* vorhanden, *Congeria* jedoch kommt darin nicht mehr vor.[1]

Die kalkigen Süsswassersedimente dieser dritten Terrasse setzen jenen Hügel zusammen, der auf der Karte 1 : 25,000 mit der Kote 296 m bezeichnet ist und durch einen kleinen Sattel von der Basaltdecke des Kabhegy getrennt wird, einer Decke, die eben bis zu diesem kleinen Sattel zieht.

Die terrassenartig lagernden kalkigen Süsswassersedimente betrachte ich als Ablagerungen der die Basalteruption des Kabhegy begleitenden und ihr folgenden postvulkanischen Säuerlinge, welche sich, wie dies die Fossilien bezeugen, am Ende der pontischen Zeit und zu Beginn der levantinischen Periode abgesetzt haben.[2]

Zwischen Öcs und Pula von Norden nach Süden erstreckt sich gegen den am Táloder Waldrande entlang laufenden Egerbach hin ein niedriger Hügelrücken, der in der Isohypse 240—262 m von Basalttuff und Basalt bedeckt wird. Der Hügelrücken besteht aus lockeren, pontischen Schichten, in deren unteren Abteilung ich in der Höhe von 190 m viele Exemplare von *Congeria ungula caprae* gefunden habe. Auf dem Sande liegen, wieder vor dem vulkanischen Produkte, Süsswasserkalkschöllchen umher. An einer Stelle aber auf dem 211 m hohen kleinen Hügelchen über Pula habe ich im Quellenkalke Basalteinschlüsse gefunden, welche sich unter dem Mikroskope mit dem Basalte des Erdrückens zwischen Öcs und Pula ident erwiesen. Der Quellenkalk dieses Hügelchens ist daher zweifellos jünger als der Basalt.

Bei Pula, am Westrande der Ortschaft führt ein kleiner Bachgraben schnurstracks nördlich auf das Kreuz am Fahrwege zwischen Öcs—Pula zu. Wenn man in diesem Bachgraben vom Friedhofe an zwischen den mächtigen Basalttuffschichtenscheiteln nördlich aufwärts schreitet, kann man alsbald wahrnehmen, dass der Bachgraben dort, wo das Gerölle die Grabensohle noch nicht verdeckt, auch selbst

[1] Jene *Congeria Neumayri* ANDR., welche Dr. LŐRENTHEY von dieser Stelle erwähnt, stammt wahrscheinlich von der Basis dieser Terrasse, aus dem kalkigen sandigen Ton her.

[2] Diese Bildungen werden in einer anderen Arbeit des Verf. eingehender besprochen. Auch LÓCZY wird über dieselben sich aussprechen.

aus Basalttuff besteht. Wenn man sich dem am Waldrande stehenden Kreuz nähert, kann unmittelbar beobachtet werden, dass sich auf dem Basalttuff Süsswassermergel und mergeliger Kalk ausbreiten und der Bachgraben oberhalb des Kreuzes gegen Norden, gegen den Kabhegy zu, schon in die Süsswasserbildungen eingeschnitten ist.[1]

Nordwestlich vom Kabhegy, auf der zwischen Ajka—Padrag dem Nummulitenkalk aufgelagerten pontischen schotterig-sandigen Tonbank sind in der Nähe des Padrager Balásbrunnens an zwei Stellen, dann weiter nördlich am Csékútihegy und am Szőlőhegy auf den flachen, bewaldeten Hügelrücken herumliegende Basaltschollen, die Trümmer von kleinen Basaltdecken zu beobachten.

5. *Der Wald von Tálód oder der Somhegy.*

Südlich und südöstlich vom Kabhegy erhebt sich der Wald von Tálód oder der Somhegy. Die Basaltdecke breitet sich auf pontischen Schichten aus, nur in der Nähe von Pula tritt eine Scholle des Hauptdolomites zutage und weiter, unmittelbar neben der Gemeinde, Basalttuff sowie Süsswasserkalk, der gegen Osten zu mit der Süsswasserkalkdecke von Nagyvázsony zusammenhängt. Auf Grund der aus dem Brunnen nächst dem Kinizsiturme in Nagyvázsony zutage geförderten *Vivipara Fuchsi* Neum. und anderen mit dieser Art verwandten konvexen Viviparen kann hier schon auf levantinisches Sediment gefolgert werden.

6. *Nyireskút, Olag, Tikhegy, Rekettyés.*

Westlich vom Kabhegy, bezw. von Öcs, an der nördlichen Fortsetzung des Hauptdolomits von Öcs besteht der unmittelbar aus dem Dolomit aufragende 270 m hohe Gipfel aus Basalt. Auch weiter westlich gibt es eine kleine Basaltpartie.

Eine etwas grössere Basaltdecke befindet sich auf dem Nyireskút und dem Olaghegy. Diese beginnt jedoch sowohl hier als auch auf dem Kamme in Schollen slch aufzulösen.

Auf dem Südende des Olaggrates sind die elliptischen Poren des grauen Basaltes mit ihren Längendurchmessern nordsüdlich orientiert, was darauf hinweist, dass der Basaltfladen nach Süden hin geflossen ist.

SE-lich vom Gipfel des Olag, gegen die Ortschaft Taljándörögd führt ein tiefer Graben hinab, in welchem der Löss, der pontische Sand und Ton bis in beträchtliche Tiefe aufgeschlossen ist. Im Graben liegen ziemlich grosse Basaltstücke umher. In dem schluchtartigen Bachgraben fortschreitend treten unter der beiläufig einen halben Meter mächtigen basaltschutthältigen Humusschicht gegen den Tikhegy zu mannshohe, schwarze säulenartige Basaltfelsen mit haselnuss- bis wal-

[1] In diesem Graben habe ich aus dem Basalttuffe Süsswasserkalk mit *Helix*-Resten gefunden, woraus folgt, dass es an dieser Stelle auch einen Süsswasserkalk gibt, welcher älter als der Basalttuff ist. Das Basaltplateau des Tálóder Waldes wird von Süsswasserkalk mit *Helix*- und *Congeria*-Resten umgeben. Ich halte diesen Kalk mit dem im Liegenden der Basaltdecke befindlichen identisch. — Lóczy.

Im Süsswasserkalke des Táloder Waldes fand ich *Dreissensien.* Betreffs der übrigen Teile der Bemerkung des Redakteurs verweise ich noch auf S. 177 und 182 dieser Arbeit. — Vitális.

nussgrossen Blasenhöhlungen zutage, in welchen Zeolithinkrustationen vorkommen. Diese kleine Basaltfelsengruppe wird auch von HOFMANN[1] erwähnt, der dieselbe für einen kleinen Dyke hielt, obwohl ihre Lagerung bezeugt, dass es eine abgerutschte Partie der Basaltdecke des Tikhegy bei Taljándörögd ist. Wenn man nämlich von dieser Stelle an dem Abhange des Tikhegy aufwärts schreitet, so findet man an dem Abhange auseinandergefallene vulkanische Produkte: faustgrosse Basaltstücke, welche sich vom Rande der Basaltdecke abgelöst haben. Im Basalte des Tikhegy kommen auffallend grosse Olivinkörner vor.

Nordwestlich vom Tikhegy breitet sich der halbmondförmige Rekettyés aus, seine konkave Seite dem Olag—Kabhegy, seine konvexe, steilere Seite aber dem Agártető—Dabas zuwendend. Der Rekettyés ist mit Gebüsch und Rasen bewachsen und der Basalt liegt nur in faust- bis kinderkopfgrossen Stücken umher.

Die Lehnen des Rekettyés erscheinen beinahe gänzlich von Löss bedeckt, an der Sohle der gegen E und S herabführenden Lössgräben treten die Schichtenköpfe des Hauptdolomits zutage.

7. *Dabas.*

Unter den Basaltbergen der Balatongegend nimmt was Höhe und Massenumfang anbelangt der Dabas die zweite Stelle ein. Auf den Karten lautet sein Name Dobos oder Dabos, in der geologischen Literatur ist er nach seinem W-lichen kulminierenden Gipfel unter dem Namen Agártető bekannt. Auf seiner Südwestlehne hat sich die Basaltdecke unmittelbar auf den Kalkstein und Dolomit des oberen Triasplateaus abgelagert, was auch die röstende und zementierende Tätigkeit der Kontaktwirkung andeutet. Von Sáska her zieht sich jedoch auch der sarmatische Kalk hinauf, während die Basaltdecke in Nordost grösstenteils von einer Lössdecke umsäumt ist, unter welcher auch pontische Schichten zutage treten. Das reichliche Wasser des Királykút entspringt genau an der Grenze der Basaltdecke und des sandigen Tones. Auch die pontischen Schichten des Grossen und Kleinen Alföld stossen hier, am Ostabhang des Dabas aneinander. Der Basalt breitet sich in Form einer ziemlich dünnen Decke aus, auf seiner Oberfläche aber liegt schlackiger Basalt umher. Der kulminierende Gipfel ragt von der Hálás-puszta aus gesehen, aus deren Brunnen pontischer Sand zum Vorschein gekommen ist, ziemlich steil empor und ist mit schlackigem Basalte und brotlaibförmigen Bomben bedeckt.

8. *Bondoró.*

Südlich von Taljándörögd, westlich von Kapolcs erhebt sich einer der interessantesten Basaltberge der Balatongegend, der 382 m hohe Bondoró. Die untere Partie des Berges besteht aus pontischem Sediment, in welchem im ersten Graben jenseits des Mázoskút bei Kapolcs gegen Monostorapáti zu *Congeria ungula caprae* und *Melanopsis impressa* var. *Bonelli* und *M. Kupensis* in grosser Menge auftreten. Diese aus pontischem Sediment bestehende untere Bank wird an der Südlehne des Berges, oberhalb der Kinlód-puszta und dem Mázoskút bei Kapolcs von einem ziemlich mächtigen, einwärts, gegen den Berg zu einfallenden Basalttuffschichtenkomplex überlagert.

[1] HOFMANN K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitteilungen a. d. Jahrb. d. k. ung Geol.-Anst. Bd. III. Heft 4. S. 57 und 186.

Darauf folgt dann die Basaltdecke, welche eine unvollkommen ausgebildete säulige und bankige Absonderung aufweist. Auf der Basaltdecke erhebt sich in einer flachen Kuppelform der Berggipfel, auf welchem Flechtenlavastücke, Olivinbomben, grossartig geformte schwammige Basaltbomben reichlich umherliegen. Unter den Basaltbomben fanden sich solche, welche 40 cm Länge und 26 cm Stärke hatten.

An der Südseite des Bondoró, oberhalb des Kapolcser Mázoskút, unmittelbar unter dem Basalttuff wurden die pontischen Schichten von einem kleinen Basaltdeyk durchbrochen, dessen Gestein von jenem der Basaltdecke abweicht.

Ähnlich wie am Kabhegy, sind auch an der Südlehne des Bondoró an mehreren Stellen in postvulkanischen kohlen- und kieselsauren Quellen entstandene Kalksedimente wahrzunehmen. Der kieselsaure Süsswasserkalk des Mázoskút wird auch schon von Beudant[1] als eine Partie der Nagyvázsonyer Süsswasserkalkdecke erwähnt. Dieser kleine Kalkstreifen liegt zwar in einem tieferen Niveau als die bereits erwähnte *Congeria ungula caprae* führende Schicht, dass er aber nicht dem Liegenden, sondern dem Hangenden der pontischen Schichten zugehören kann, erhellt einesteils daraus, dass in dem erwähnten Seitengraben unter der *Congeria ungula caprae* führenden Schicht, obgleich diese tief aufgeschlossen ist, kein Süsswasserkalk lagert, und das Hangende des Mázoskúter kalkigen Süsswassersediments aus Löss besteht, andernteils aber daraus, dass in dem kalkigen Süsswassersedimente bereits auch die älteren Autoren Fossilien von diluvialem Charakter aufgezählt haben.[2]

Oberhalb Mázoskút ist auch der Basalttuff selbst kalkig und mit Kalkkonkretionen ausgefüllt, welche darauf hinweisen, dass die postvulkanischen kohlensauren Quellen auch den Basalttuff durchdrungen haben. In den aus dem Basalttuffe ausgewitterten Kalkbildungen sind keine Fossilien vorhanden, demzufolge es ausgeschlossen erscheint, dass der Mázoskúter Süsswasserkalk (welcher übrigens kieselig und demnach auch petrographisch abweichend ist) von hier aus abgerutscht sei.

9. *Der Királykő und das Plateau des Apátihegy.*

Dem Bondoró gegenüber, am linken Ufer des Egervíz, südlich und südöstlich von Kapolcs ragt die steile Wand des Királykő und des Kecskehegy empor. Von den mächtigen Basalttuff-, beziehungsweise harten Basaltkonglomeratschichten und Bänken sowie der über diesen sich ausbreitenden Basaltdecke, deren Rand hier mit einer vollkommen säuligen Absonderung eine ganze Felsenwand bildet, sind an dem steilen Abhang noch vor der Ablagerung des Lösses beträchtliche Partien abgerutscht. Hierauf deutet zumindest der Umstand, dass dieses äolische Sediment auch die abgerutschten und aus ihrer horizontalen Lage verrückten vulkanischen Partien bedeckt. Wahrscheinlich wurde Beudant[3] durch diese abgerutschten Basalttuff- und Konglomeratpartien zu dem Irrtum verleitet, dass der Basalttuff sich bei Kapolcs auf den Basalt stützt, daher jünger ist als dieser. Dieser Irrtum Beudants wurde

[1] Beudant F. S.: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. Tome second S. 501.

[2] Stache G.: Jüngere Tertiärschichten des Bakonyer Waldes; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XII. Bd. Verhandl. pag. 126 erwähnt vom Öcs, und Böckh J.: Geologische Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony II. Teil; Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol.-Anst. Bd. III. Heft 1. S. 98, aus dem kieseligen Kalke des Mázoskút derartige Fossilien.

[3] Beudant F. S.: Voyage minéral. et géol. en Hongrie. II. Bd. S. 487, und III. Bd. S. 621.

schon von J. v. BÖCKH[1] nachgewiesen. Und dass die Basaltdecke wirklich auf dem Basalttuff lagert, lässt sich auf dem Rücken der Basaltdecke, in einem nächst des Kalamis-Sees gegrabenen Brunnen unzweifelhaft feststellen, wo bei 20 m Tiefe bereits Basalttuff unter der Basaltdecke zum Vorschein kam. Dieser Basalttuff erscheint stellenweise deckenartig verdünnt und seine Kontinuität wird von kleinen Seen und trichterförmigen Vertiefungen unterbrochen, die wahrscheinlich derart entstanden sind, dass das unter der höher liegenden Basaltdecke hervorsickernde Wasser den lockern pontischen Sand, das Liegende des vulkanischen Produktes stellenweise mit sich getragen hat, wodurch Spalten und dolinenartige Einsenkungen entstanden sind. Eine solche Entstehungsweise kann auch für den Kalamis-See angenommen werden. Südlich vom Kalamis-See, an dem Abhang der mit 373 m bezeichneten Erhebung erscheinen auf dem Ackerfelde selbst brotlaibförmige Bomben, schwammige Basaltschollen, oben auf dem Gipfel aber aus dem Acker herausgeworfen zwischen Bomben und schwammigen Basaltstücken typische Flechtenlavastücke. Viele davon weisen bis Mannesstärke auf mit der für die Fladenlava charakteristischen, spiralen Drehung. An dieser Stelle dürfte die Basaltdecke mit einem Lavastrom zu vergleichen sein.

Am Südabhange dieser interessanten Anhöhe endet die Basaltdecke in einem sich zwischen Balatonhenye—Monostorapáti ausbreitenden flachen Sattelrücken und es folgt an dem jenseitigen, südlichen Abhange des Sattelrückens der Basalt des Apátihegy oder des Bonczostető, des Öreghegy bei Balatonhenye und des Feketehegy—Gondorhegy. K. HOFMANN hat diese beiden Berggruppen unter dem Namen Királykő-Feketehegy[2] zusammengefasst. Diese Zusammenfassung ist jedoch nicht begründet, weil die Gruppe des Királykő, wie gezeigt werden soll, von der Gruppe des Apátihegy oder Feketehegy ausser dem erwähnten Sattel auch in petrographischer Hinsicht abzusondern ist. Gegen die 450 m hohe Kuppe des Apátihegy oder des Bonczostető hin lagern ringsum Blocklavastücke. Der Feketehegy, der Gondorhegy und der Öreghegy bei Balatonhenye wenden ihre Steilwände gegen Szentbékálla und Köveskálla. Die Bergwand besteht grösstenteils aus pontischen Schichten, welche von Basalttuff und Basalt bedeckt werden. Der Basalt bildet am Bergabhange in senkrechte Säulen gesondert ein ziemlich beträchtliches Gesimse: Die Säulenkapitäle haben sich auch blättrig abgesondert und mehr oben, gegen den höheren Teil der Decke hin herrscht bankige Absonderung vor. Köveskálla, Szentbékálla liegt 100—150 m unter dem Basaltplateau; an dem steilen Abhange mit lockerem Boden sind mächtige Basaltmassen abgerutscht, welche stellenweise als selbständige kleine Basaltberge erscheinen. Auf solche Weise ist der 270 m hohe Fényeshegy zwischen Balatonhenye und Köveskálla, sowie eine noch grössere Basaltmasse nordwestlich von Köveskálla entstanden, das in etwa 200 m Höhe ruhen blieb. Ostnordöstlich von Köveskálla, unmittelbar am Rücken der mittleren Triasschichten befinden sich ebenfalls zwei kleine Basaltinselchen, doch könnten diese ebenso Produkte von selbständigen kleineren Eruptionen sein.

---

[1] BÖCKH J.: Geol. Verhältnisse des südl. Teiles des Bakony II. Teil; Mitteilungen a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol.-Anst. Bd. III. Heft 1. S. 121.

[2] HOFMANN K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. G.-Anst. Bd. III. Heft 4. S. 70.

10. *Halomdomb—Kopácsihegy.*

Der Bonczostető—Feketehegy fällt westlich steil in ein enges Tal ab, an dessen Westabhang sich zwischen Szentbékálla und Monostorapáti ein nord-südlich streichender flacher Erdrücken ausbreitet, welcher gegen Szentbékálla zu durch eine kleine Talbildung in zwei, nordsüdlich streichende Kämme geteilt wird. Diese zwei Kämme erreichen, nachdem sie sich im Norden vereinigen, im Kopácsihegy eine Höhe von 306 m. Dieser Hügelrücken beginnt am Südende der Ortschaft Szentbékálla mit einem isolierten kleinen Hügelchen, dem „Halomdomb". Die W-, E- und NW-Lehne dieses kleinen Hügels ist durch einen Steinbruch aufgeschlossen. An der NW-Lehne sind unter 27° nach Süden einfallende Basalttuff- und Breccienschichten sichtbar, deren Bänke grösstenteils so kompakt sind, dass sie einen brauchbaren Baustein liefern. Auf diese geschichteten Basalttrümmer folgt ungeschichtetes, ganz zerklüftetes Trümmerwerk des Basalts und dieses baut die S-Lehne und den Gipfel des Hügels auf. Diese ungeschichteten vulkanischen Trümmermassen sind mit sedimentären Gesteinstücken angefüllt, welche gelegentlich der Eruption mitgerissen wurden, so mit Grödener Sandstein, pontischen sandigen Mergelschollen und kleinerem, schlackigen Basaltlapilli, in dessen Innerem oft ein Olivinkern glitzert, ferner Basaltstücken in Mannesstärke. Das Basaltmagma, konnte, wie es scheint, nicht an die Oberfläche gelangen, nur einzelne Partien wurden durch die Dämpfe und Gase herausgeschleudert. An den aus dem durchbrochenen pontischen sandigen Tonuntergrund mitgerissenen Stücken kann die kaustische Kontaktwirkung der basaltischen Partien sehr schön beobachtet werden. Der zu Stein erhärtete Kern des Sandes wird von einer strahlenförmig gelagerten Sandhülle umgeben. Das Quellenwasser, welches die Eruption begleitete, hat die Spalten des Schuttes mit kohlensaurem Kalk inkrustiert.

Die Ortschaft ist auf lockerem Sande erbaut, dem Untergrund des Hügelrückens. Die Ostwand der Kirche hingegen steht schon auf Basalttuff. Nördlich von der Kirche, in der Nähe des Friedhofes ist auch der Kern des Hügelrückens durch einen Steinbruch erschlossen. Es wird hier harte Basaltbreccie abgebaut, mit viel Lapilli, Olivinknollen, Amphibol als Einschlüssen vulkanischen Ursprungs und Grödener Sandstein, pontischer Sand sowie Dolomitschollen aus den durchbrochenen sedimentären Gesteinen. Auf dem Kamme des Hügelrückens liegen bis zu der mit 302 m bezeichneten Spitze Amphibolbomben, dann aus dem Ackerfelde herausgeworfene Basaltschollen, Flechtenlavastücke umher. Nördlich von der 302 m hohen Spitze befindet sich eine kleine, kreisrunde Vertiefung, einer jener seltenen Punkte des Balatonberggebietes, wo mit grosser Wahrscheinlichkeit der Krater eines ehemaligen Vulkans vermutet werden kann. Die Lehne wird ringsum von schlackigem Basalt, Bomben und Fladenlavastücken aufgebaut.

11. *Mátéhegy.*

Parallel mit dem soeben besprochenen nordsüdlich streichenden Erdrücken plaziert sich gegen Westen zu, nordwestlich von Szentbékálla ein isoliertes Hügelchen: der 254 m hohe Mátéhegy.

Der Südfuss des Mátéhegy wird durch einen kleinen Wasserriss tief aufgeschlossen. An seiner Sohle tritt der Muschelkalkdolomit unter 32° gegen Süden einfallend

zutage. Auf den Schichtenköpfe des Dolomits lagert horizontal pontischer Sand und Schotter, welcher sich am Südfortsatze des Mátéhegy zu kompaktem Sandstein und Schotterkonglomerat verhärtet. Dieser Sandstein wird an einer Stelle auch abgebaut, und zu Meilensteinen, Wassertrögen, Traufsteinen, Wasserständern und Platten aufgearbeitet. Auf dem Mátéhegy, auf dem sandigen Schotter selbst sind etliche Basalttuffpartien sichtbar, der Scheitel besteht aus Basalt, in welchem auffallend viel Dolomiteinschlüsse vorkommen.

12. *Sátormál.*

Westlich vom Kopácsihegy erhebt sich der 366 m hohe, sargförmige Sátormál oder Balatonlátóhegy. Seine Basaltdecke breitet sich auf pontischen Schichten aus. Auf derselben pontischen Bank erhebt sich gegen Szentbékálla zu dem soeben besprochenen Mátéhegy, auf welchem sich nur noch zertrümmerte Basaltstücke finden.

13. *Halyagos. Köves. Kopaszhegy. Harasztos.*

Westlich von Mindszentkálla—Kisfalud, zwischen den Ortschaften Diszel und Kékkút breiten sich die Produkte der Basalteruption auf einer zusammengehörigen pontischen Sandbank interessant und mannigfaltig aus.

Die Basaltkuppe des Halyagos lagert östlich von Diszel wie ein flacher Hut auf der pontischen Sandbank. Diese pontische Sandbank ist von der Erosion schon sehr stark angegriffen. Der Halyagos ist folglich von Zeugenhügel umgeben, welche von den aus Basaltprodukten gebildeten härteren Decken vor der verheerenden Arbeit der Erosion beschützt wurden. An den südwestlichen zwei kleinen Hügeln, welche die Karte im 1 : 25,000 als 244 und 201 m hoch bezeichnet, sieht man in der Form von aus dem Ackerfelde herausgeworfenen Basaltstücken nur mehr Reste des schützenden vulkanischen Produktes. An den westlichen Vorhügeln, welche auf der Karte 1 : 25,000 mit der Höhenkote 182 und 240 m bezeichnet sind, hat der Basalttuff eine Schutzdecke geboten. An den östlichen zwei kleinen Hügelchen kommt Basalttuff und auch Basalt vor.

Der Köveshegy erhebt sich südlich vom Halyagos, süd-südöstlich von Diszel in einer Höhe von 345 m. Im westlichen und südlichen Teile des aus pontischen Sandschichten bestehenden Rumpfes findet sich Basalttuff in grösserer Menge. Der Basalt bildet einen Kegel, welcher sich in nordsüdlicher Richtung sargdeckelförmig verlängert. Im Süden und Osten hat sich die Basaltkuppe in vertikal stehende Säulen abgesondert. Unter den Säulen, besonders am Südabhange der Kuppe sind ziemlich beträchtliche Steinstürze sichtbar. Am interessantesten ist die S-Lehne des Berges, wo über den schwarzen Basaltsäulen wieder Basalttuff folgt in seinem Hangenden mit dem verwitterten Basalte des Gipfels. Diese Lagerung weist auf eine Erneuerung der Eruption hin. An der E-, bezw. SW-Lehne des Berges erscheint der Basaltgrus in einigen Aufschlüssen durch kohlensauren Kalk verkittet; hier hat daher die kohlensaure Quelle auch noch nach der Zerklüftung des Basaltes ihr Wasser ergossen.

Das Basaltgestein des Kopaszhegy und des sich ihm anschliessenden Öreghegy breitet sich südlich vom Köveshegy, westlich von Mindszentkálla—Kis-

falud auf einer elliptisch geformten, aus pontischem Sande bestehende Unterlage aus. Am Nordteile des Öreghegy bei Mindszentkálla ist der schieferige Basalttuff zusammenhängender, am Südteile nur noch in Partien zu beobachten. Am nördlichen Teile, besonders über Mindszentkálla—Kisfalud, bildet der Basalttuff harte Breccienbänke,[1] doch auch im südlichen Teile kommen solche felsenwandartige Basalttuffpartien vor, wie z. B. gegen Bácspuszta zu am Rücken des Feketebács, bezw. an seinem westlichen Abhange. Der Basalt selbst bildet drei Kegel, er liegt jedoch vielfach auch in Blöcken umher. Der verhältnismässig höchste dieser Basaltkegel ist der Kopaszhegy, der sich unmittelbar über Kisfalud erhebt. Der zweite, ein kleinerer Kegel, fällt süd-südwestlich von dem ersteren und ist auf der Karte 1 : 25,000 als 257 m hoch bezeichnet. Der dritte Basaltkegel befindet sich westlich vom Kegel des Kopaszhegy, ist 277 m hoch und wird von der Bewohnerschaft der Umgebung Pipahegy genannt.

Der Basalt des Kegels des Kopaszhegy ist am kompaktesten und seine schöne kugelig-schalige Absonderung weist darauf hin, dass er einem schlierigen Magma entstammt; der Basalt der beiden anderen Kegel ist schwammig-schlackig. Auf dem Pipahegy finden sich reichlich geflochtene Lavastücke und Basaltbomben. Zwischen dem Kopaszhegy und dem kleinen, 257 m hohen Basaltkegel habe ich Amphibolbomben gefunden. Amphibolkristalle sind auch in den Basalttuffen reichlich zu finden, wie das auch schon J. v. Böckh[2] erwähnt.

Die Gruppe des Harasztos ragt in der Nähe von Kékkút ziemlich isoliert empor. Auch dies sind pontische Ton- und Sandhügel, welche ebenso wie die Vorkuppen des Halyagos unter dem jetzt schon grösstenteils zerfallenen Basalttuff, tuffigem Konglomerat und der dünnblätterigen Basaltdecke gegen die zerstörende Wirkung der Erosion Schutz gefunden haben.

Auf den Scheitelkuppen des südlichen Hügels wurden die NS-lich streichenden Bänke des tuffigen Konglomerats — ebenso wie in grösserem Maasse auf dem Szigligeter Várhegy — durch einen hahnenkammartig emporragenden winzigen Basaltstiel in eine nahezu ganz vertikale Lage gebracht. Die Kanten des Basaltkammes sind N—S-lich gestellt. Dieser Kamm ist an seinem Nordende, im Weinberge sehr gut aufgeschlossen. Hier ist deutlich zu sehen, dass die durch einen spaltartigen Riss emporgedrungene Lava nach Norden zu geflossen ist und sich über den Basalttuff ergossen hat. Dieser am Südende befindliche wagengrosse, brotartig poröse Basaltblock dürfte jedoch aus den Teilen der Lavaoberfläche zurückgeblieben sein.

14. *Kerekihegy. Hegyestű. Kis-Hegyestű. Ebene von Kornyitó.*

Auf der zwischen Kisfalud, Szentbékálla, Köveskálla, Kővágóörs und Salföld sich ausbreitenden Abrasionsebene, deren Mitte der Kornyitó einnimmt, ragen einige auffallende, isolierte Hügel und Kuppen empor.

Östlich von Kisfalud, neben der Landstrasse gegen Köveskálla zu, besteht der Kerekihegy, am Dorfende von Szentbékálla der Kőkeresztesdomb aus eruptivem Basalttuff.

[1] Die alte Kirchenruine über dem Mindszenthát sitzt auf frischem, klingendem Basalte, welcher sich in dünne Platten absondert. — Lóczy.

[2] Böckh J.: Geol. Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. II. Teil; Mitteil. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol.-Anst. Bd. III. Heft 1. S. 119.

Am Kereszteshügel bei Szentbékálla enthält der ungeschichtete Basalttuff viel Trümmer von Oberwerfener Dolomit, welcher anstehend südlich vom Hügel aus der Ackerkrume breit zutage tritt.

Der Kerekihegy ist ein östlich von Kisfalud, unmittelbar neben der nach Köveskálla führenden Strasse sich erhebendes kleines Hügelchen. Die lockere pontische Sandschicht wurde auch hier durch den harten Basalttuff und Basalt von der Erosion beschützt. Der Basalttuff fällt am nordwestlich kulminierenden Gipfel steil gegen Osten zu ein, der Basalt aber zeigt am Ostgipfel eine säulenartige Absonderung.[1]

Auch östlich von Köveskálla, in der Nähe der Mühlen liegen einige Basaltstücke umher, ob sie hier anstehend sind, konnte jedoch nicht mehr festgestellt werden.[2]

Der Hegyestű erhebt sich in der Nähe der Landstrasse zwischen Köveskálla—Zánki. Die Basis des Berges besteht aus Megyeshegyer Dolomit (Muschelkalk), die Kuppe selbst hingegen nur aus Basalt. Der Basalt bildet an der Nordwestlehne der Kuppe Säulen von Mannesstärke. Die polyedrischen, grösstenteils fünfeckigen Säulen haben sich auch horizontal abgesondert.

Der Kishegyestű südlich von Köveskálla ist bis an seine Spitze tuffig, aus harter Breccie aufgebaut und sitzt unmittelbar dem roten Grödener Sandsteine und pontischen Sand auf.

II. Die Basalttuff- und Basaltbildungen des Beckens von Tapolcza-Szigliget.

Am südöstlichen Streifen des Triasplateaus der Balatongegend bricht die Kontinuität der Triasschichten in der Einbuchtung der Tiefebene von Szigliget-Tapolcza mit dem Örsihegy an der Linie Badacsonytomaj—Diszel an der Oberfläche in einem beiläufig 10 km breiten Abschnitte ab. Die Triasbasis ist hier zwischen Längs- und Querverwerfungen abgesunken und an ihrer Ostseite auch zertrümmert, worauf jener Umstand schliessen lässt, dass am Gyűrhegy im Becken selbst eine grössere Scholle des Triassedimentes erhalten geblieben ist.

An dieser Ostseite mit zerbrochener Basis folgen kleinere und grössere, jedoch immer kühn geformte Basaltberge, die das Becken von Szigliget-Tapolcza zu einer der schönsten Gegenden des Erdenrunds gestalten.

Hinsichtlich seines geologischen Aufbaues gebührt dem Szentgyörgyhegy die erste Stelle. Schon seine Struktur allein würde es verdienen, den Stoff einer ausführlichen Studie zu bilden.

15. *Szentgyörgyhegy.*

Der Szentgyörgyhegy, einer der interessantesten Berge der Balatongegend, ragt südlich von Tapolcza, zwischen den Gemeinden Hegymagos, Raposka und Kisapáti, als eine von allen Seiten freistehende Berginsel, aus der 108—110 m

[1] An der Südlehne des Kerekihügels wird die Landstrasse durch einen Feldweg gekreuzt. An dieser Kreuzung befindet sich am Nordrande der Landstrasse ein in NE—SW-Richtung streichender Basaltdyke zwischen den Gesteinen der campiler Stufe der Werfener Schichten, welche um den Kerekihügel herum unter einer dünnen Lage der pontischen Schichten die Ebene aufbauen. — Lóczy.

[2] Im Mezőmáler Weinberge habe ich blasigen Basalt und einen Basalttuff-Ausbiss angetroffen. — Lóczy.

hohen, Tiefebene der Einbuchtung von Tapolcza empor.[1] Die erwähnten Ortschaften selbst liegen an dem unteren Rand des sanft ansteigenden Kegelmantels des Berges, welcher sich als eine Terrasse sanft, beiläufig 25—30 m hoch, bis zur unteren Grenze der Weingärten erhebt. Darauf folgt bis etwa 140 m Höhe der Mantel des stumpfen Kegels mit etwas steilerer Lehne, an dessen Fusse noch lockerer Sand, an seinem oberen Teile aber bereits Basalttuff und Grus des kompakten Basaltes überwiegt. Dieser Mantel wird ringsum mit Weingärten bedeckt, in denen einige fossilführende Aufschlüsse anzutreffen sind. Hier hat Lóczy an einer Stelle, nämlich in der Wand des von dér Ortschaft Hegymagos zum roten Kreuz führenden Hohlweges, in ungefähr 160 m Höhe jenen Fundort entdeckt, wo ich *Vivipara Semseyi*, *Dreissensia auricularis*, *Melanopsis decollata* und *cylindrica*, *Limnocardium*, *Unio* und *Valvata* sp. gesammelt habe.[2]



Fig. 3. Der Szentgyörgyhegy von Nordost, von Lesenczetomaj aus gesehen.

Nach diesen Fossilien ist der Rumpf des Szentgyörgyhegy eine Bildung der pontischen Zeit. Am oberen Teile dieses pontischen stumpfen Kegels wird am nord-nordöstlichen, westlichen und östlichen Abhange des Berges in einer Höhe von 270—290 m von Tapolcza, Raposka und Apáti her Basalttuff sichtbar, der mehrere (4—5) Meter mächtig ist. Am zusammenhängendsten findet sich der Basalttuff an der Tapolcza zugewendeten Lehne des Berges. Hier fällt der Basalttuff südlich, gegen

[1] Der Szentgyörgyhegy wird besprochen von: Asbóth: l. c. S. 52. Beudant: l. c. S. 471. Böckh J.: l. c. II. Teil. S. 100 und K. Hofmann: l. c. S. 398., 460 ff.

[2] Diesen Fundort, dessen Fauna zuerst von Julius Halaváts bestimmt wurde, habe ich vor 8 Jahren kennen gelernt. In den vergangenen Jahren hat mich Herr Bürgerschuldirektor Gustav Redl aus Tapolcza aufmerksam gemacht, dass am Nordabhange des Szentgyörgyhegy, im Weingarten des Herrn Beszedics, in einer Höhe von etwa 185 m über dem Meeresspiegel, beim Graben eines Brunnens aus 22 m Tiefe in Ton eingebettete Exemplare von *Congeria ungula caprae* zutage gefördert wurden. Im Jahre 1908 liess Herr Löwy, Buchhändler in Tapolcza, in der Nachbarschaft des Beszedicsschen Wein-

den Berg, sanft unter 30—35° ein.[1] Oberhalb Raposka ist dieser in 4—5 m hohen Blöcken, über der Gemeinde Apáti aber im ersten Riede des ausgerotteten Weingartens nur in Fetzen aufzufinden.

Diese Basalttuffausbisse sind mehr oder minder mächtige Teile jenes, im ganzen nicht besonders bedeutenden Basaltuffringes, welcher sich unter dem Säulenbasalt auf die pontischen Schichten lagert.

Unmittelbar über diesem Basalttuffkragen liegt Basalttrümmerwerk, Steingrus, «geschlegelter Stein», stellenweise ein ganzes Steinmeer bildend und aus diesem erheben sich jene mächtigen Basaltsäulen, welche dem Szentgyörgyhegy ein solch

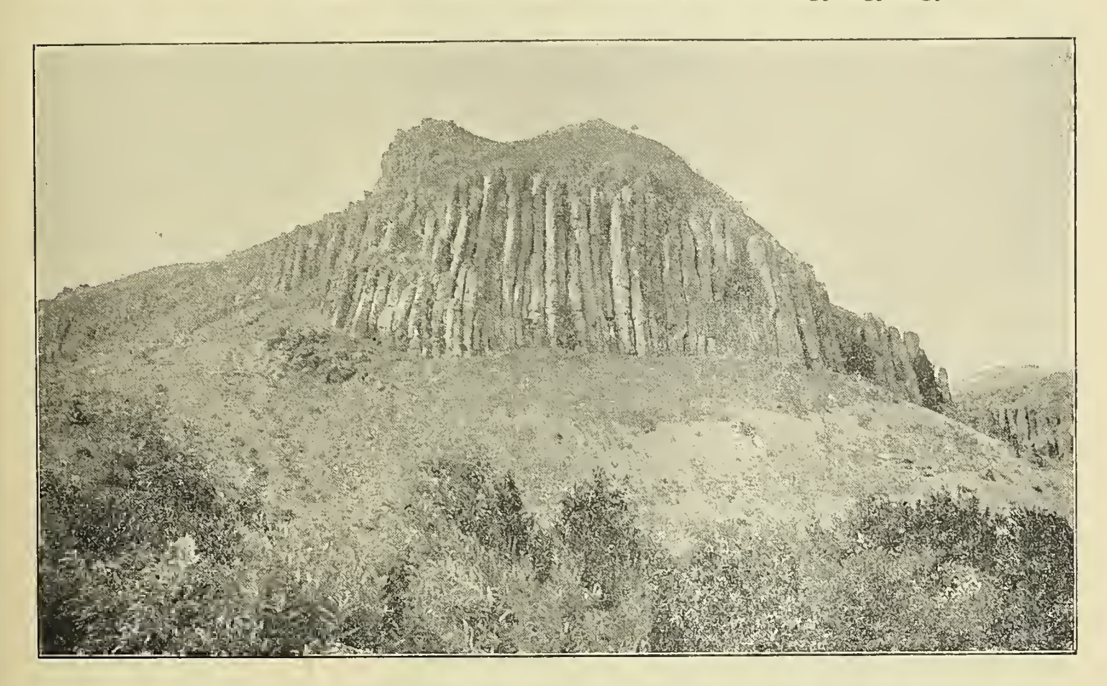


Fig 4. Die E-lichen Basaltsäulen der NW-Lehne des Szentgyörgyhegy.

imposantes Äussere verleihen. (Vergl. Fig. 4.) Besonders schön gruppieren sich diese Steinriesen an der NNE-Lehne des Berges und fallen bereits aus der Umgebung von Tapolcza ins Auge. (Vergl. Fig. 5.) Hier bei dem Steintore sind dieselben nämlich 20—25 m hoch. Ihr Profil zeigt ein der Ellipse sich annäherndes Vieleck. Mit ihrem 1—12 m langen Durchmesser wenden sie sich dem Berge zu. Einige Säulen aber

gartens einen Brunnen graben. Auch aus diesem Brunnen ist aus einer Tiefe von 17 m *Congeria ungula caprae*, aus einer Tiefe von 20 m aber das untere Gelenk des rechten Humerusknöchens einer Pferdeart, wahrscheinlich eines *Hipparion* aus dem Sande zum Vorschein gekommen. Der Ton, auf welchem sich das Brunnenwasser sammelt, wurde in 32 m Tiefe, beiläufig in einer Höhe 165 m über dem Meeresspiegel angeteuft Noch mehr Bedeutung besitzt die am Nordfusse des Szentgyörgyhegy befindliche Tapolczaer Ziegelei und Schottergrube. Aus dem Ton der Ziegelei habe ich in einer Höhe von etwa 150—160 m über dem Meeresspiegel *Dreissensia* cf. *Sabbae* BRUS. gesammelt. In der von dieser östlich gelegenen und tiefer, beiläufig in einer Höhe von 140 m aufgeschlossenen Schottergrube sind die Kalkkonglomerat-Lumachellen-Bänke mit Abdrücken und Steinkernen von *Dreissensiomya Schröckingeri* FUCHS, *Congeria* sp. und *Limnocardium* sp. erfüllt Dieser kleinkörnige Schotter liegt in demselben Niveau, wie der des Meierhofes Uzsa. Die Bestimmung der Fossilien verdanke ich der Gefälligkeit des Herrn Chefgeologen JULIUS HALAVÁTS. — LUDWIG LÓCZY.

[1] Eine abgerutschte Scholle, auf welcher auch Trümmer von Basaltsäulen vorhanden sind. — LÓCZY.

stehen schreckhaft frei und neigen sich ein wenig gegen Nordost auswärts. Am Pfade zwischen den Säulen, dort wo dieser aus dem Gerölle unter die Säulen führt, tritt die unregelmässig sechseckige Kontur der zerstörten Säulen scharf abgegrenzt vor Augen. Diesen Vielecken entlang befindet sich eine 5—6 cm dicke verwitterte Schicht. Die elliptischen Konturen und abgestumpften Kanten dieser mächtigen Säulen sind daher augenscheinlich ein Ergebnis der Verwitterung.

Imposant sind auch die Mogyoróser «kűzsákok» (Steinsäcke), an der Nordwestlehne des Berges sowie auch die südwestlich gegen den Hegymagos zu befindliche Pfeilergruppe und die Säulengruppe des Apátihegy, in welcher bis 25—30 m hohe Säulen vorkommen.



Fig. 5. Die «Kőzsákok» (Steinsäcke): die Basaltsäulen des Szentgyörgyhegy oberhalb des nordöstlich hinaufführenden Pfades.

Übrigens treten ringsum an den Lehnen des Berges auch anderswo Säulen hervor mit ihrer vertikalen Stellung andeutend, dass die einstige Lava sich fladenartig, horizontal auf dem Basalttuffe ausgebreitet hat.

Der untere Teil der durchschnittlich 22—23 m hohen Säulen besteht aus weniger, der obere aus mehr zersetztem, dunkelgrauem, kleinkörnigem, hie und da blasigem, anamesitartigem Basalt. Auf den Säulenkapitälen blättert sich dieses Gestein horizontal polyedrisch ab, und von den Kapitälen der äusseren Säulen fallen die Blätter vor die Säulenfüsse, den schon erwähnten «geschlegelten Stein», oder kleinere und grössere Steinmeere bildend und nährend.[1] Besonders schön ist dieser Vorgang an der Südwestlehne des Berges, oberhalb Hegymagos zu beobachten Aus den polyedrisch zerfallenden Schichtenscheiteln der weiter innen stehenden Säulen bildet sich eine beträchtliche, wenigstens 15 m mächtige, polyedrische Basaltdecke um das Scheitelgesimse des Berges. Dieser in polyedrische Blätter zerfallende

[1] Derartiges kann auch infolge von niedergestürzten und durch Rutschung zertrümmerten Säulen entstehen. — Lóczy.

Basalt weist eine Kokkolithenstruktur auf: er ist deutlich getüpfelt, weshalb ihn Beudant «basalte maculé» nennt; er unterscheidet sich jedoch nur durch das vorgeschrittenere Stadium der Verwitterung von dem Basalte der Säulen, sowie auch dadurch, dass die blasige Ausbildung mit Zeolithenkrusten in den Blasenhöhlungen mehr in den Vordergrund tritt.

Die säulige und im oberen Horizonte auch polyedrisch abgesonderte, zusammen 40—50 m mächtige Basaltmasse bildet eine einheitliche Basaltdecke, welche nach der Kokkolithenstruktur zu urteilen aus «schlierigem» Magma entstanden ist.

Diese Basaltdecke wird durch die auf die Gipfelkuppe hinaufführende Taleinschnitte nur an vier Stellen unterbrochen. Die gegen Tapolcza liegende nördliche, die gegen Raposka zu befindliche nordwestliche und die gegen Kisapáti sich erstreckende östliche Talbildung ist sehr eng, das südliche Steintor aber erweitert sich in der Basaltdecke selbst zu einem geräumigeren Becken. Die Sohle dieses südlichen kleinen Beckens besteht aus Basalt- und Basalttuff-Nyirok, in welchem Weinkulturen gedeihen. Im Jahre 1902 hat man am Westrande des Beckens einen Brunnen zu graben versucht und eine Tiefe von ungefähr 6 m erreicht. Oben befindet sich in einer Mächtigkeit von beiläufig 1·4 m kleinere und grössere Basaltstückchen enthaltender Humus, welcher aus dem Schotter des Basaltes und des Basalttuffes entstanden ist, dann folgt Sand mit einer dünnen kalkigen Sandbank, deren Liegendes jedoch leider nicht zu sehen ist. Die Sandablagerungen des Pontischen erreichen in der Balatongegend nirgends eine absolute Höhe über 300 m und hier ist dieser Sand in einer Höhe von 336 m von Basaltmaterial umgeben. In der Nordostecke dieses hufeisenförmigen kleinen Beckens ist dieser Sand zwischen Basaltprodukte eingekeilt und weist hier die unverkennbaren Anzeichen der kaustischen Kontaktwirkung auf: der Sand ist geröstet und zu Stein erhärtet. Auf Grundlage dieser Erfahrung muss diese hoch liegende Sandmasse als eine durch die Basaltlava emporgehobene pontische Sandlinse betrachtet werden. Ähnlicher Sand, beziehungsweise eine ähnliche Sandlinse kommt auch auf dem Somlyóhegy und dem Sarvaly vor.

Der Gipfel des Szentgyörgyhegy besteht aus einer hutförmigen Kuppe, welche südlich, über das eben erwähnte kleine Becken von 336 m bis 415 m emporragt. Diese Scheitelkuppe von beiläufig 80 m relativer Mächtigkeit besteht an ihrer, dem südlichen kleinen Becken zugewendeten Lehne, in einer Stärke von etwa 60 m aus gut geschiefertem, gelblichem und bläulichgrauem Basalttuffe, über welchem die mehr oder minder schlackige mit kleinen und grossen Bomben bestreute Basaltdecke nur beiläufig 20 m mächtig ist. Der Basalttuff ist unten stark bindig und fällt durchgehends einwärts, gegen Nord und Nordwest unten unter 35° und weiter oben noch steiler ein. Der Basalttuff lässt sich sowohl gegen Norden, wie auch gegen Osten hin verfolgen und breitet sich in einer südwärts gebogenen Sichelform aus. Diesen hochliegenden Basalttuff habe ich in den von Nord und Nordwest aus hinaufführenden Talbildungen in zerfallenen Schollen angetroffen und auf Grund dieser Tatsache glaube ich, dass dieser obere Basalttuff, welcher in der Isohypse 336—380 m lagert, auf der unteren, in der Isohypse 290—330 m sich ausbreitenden Basaltdecke des Szentgyörgyhegy einen zusammenhängenden Ring gebildet hat.[1] Auf diesen

---

[1] K. Hofmann hat diesen oberen Basalttuff als eine Partie des unteren Basalttuffes betrachtet, welche durch die hervorgebrochene Lava mit sich gerissen wurde. Vergl.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mittel. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol.-Anst. Bd. III. Heft 4. S. 164.

oberen Basalttuffring folgt schwammig poröser, schwarzer schlackiger Basalt und schlackige Breccie, welche sich grösstenteils südwestlich vom südlichen kulminierenden Gipfel angehäuft haben und mit wunderschönen Basaltbomben erfüllt sind.

Diese geologische Struktur des Szentgyörgyhegy erlaubt den Schluss, dass das basaltische Material des Berges wenigstens während zwei, ja wahrscheinlich drei Eruptionszyklen aufgebaut wurde: aus dem ersten rührt der untere Basalttuffring und die säulig abgesonderte Basaltdecke her, aus dem zweiten der polyedrische Basalt des Nordabhanges und der obere Basalttuff und zum dritten der schlackige Bombenbasalt des Gipfels.

16. *Badacson.*

Der Badacson ist der Fürst der Berge am Balatonufer, ein würdiger Rivale des Szentgyörgyhegy und des Nagy-Somlyó, obwohl seine Gestalt nicht so vollkommen ist, wie die des vorhererwähnten. Zwischen zwei Buchten legt er sich in den



Fig. 6. Der Badacson von Osten aus mit der Ortschaft Badacsontomaj.

Balaton hinein. (Vergl. Fig. 6.) Der Fuss seines unteren stumpfen Kegels mit seinem sanftgeböschten Mantel beschreibt eine 11 Kilometer lange Kreislinie und hier führt die Strasse im Halbkreise von Badacsontomaj nach Tördemicz. Dieser untere stumpfe Kegel besteht aus pontischem sandigen Ton und Sand, welcher im Osten, Süden und Westen mit wertvollen Weingärten bepflanzt ist: dies sind die berühmten Badacsoner Weinberge, aber auch in den Weingärten von Korkován (Gar kein Wein) an der Nordwestlehne seines Fusses wächst ein nicht eben zu verachtendes Getränk. Nur in seinem oberen Teile, an der Basis der Basaltlagerfläche findet sich hie und da Basalttuff; so nächst der Kisfaludy-Quelle und an der Südwestlehne des Berges, welche unter 10° gegen Westen einfällt. Der lockere Boden des unteren stumpfen Kegels ist von zahlreichen Wasserrinnen und Wasserrissen angegriffen, der Péntekgraben z. B. ist von unten nach oben zu fortschrei-

tend, bis zu dem Gipfel vorgedrungen. Der zweite stumpfe Kegel mit steilem Abhange besteht aus kompaktem Basalt, welcher am Ostabhange in einem Steinbruche abgebaut wird. In diesem kompakten Basalte, der angeschlagen einen klingenden Porzellanton von sich gibt, finden sich zahlreiche Einschlüsse. Der grösste Teil der Einschlüsse besteht aus pontischen Sandknollen, an welchen sich die Schmelzwirkung des Magma sehr schön beobachten lässt. Auch mit Zeolithen verkrustete, blasig ausgehöhlte Stücke sind reichlich zu finden, selten aber Obsidianglas. Am Fusse des aus Basalt bestehenden, steilen stumpfen Kegels haben sich an mehreren Stellen Steinstürze gebildet und aus diesen ragen unmittelbar die Basaltsäulen empor. Diese Säulen sind 60—70 m hoch und stehen überall vertikal. Das Basaltmagma hat sich daher horizontal kuchenartig ausgebreitet und war zumin-



Fig. 7. Das Eiserne Tor oder Steintor an der Nordostlehne des Badacson mit dem Gulács und dem Tótihegy.

dest 60—70 m mächtig. Unter den Säulengruppen ist die Säulenreihe des „Steintores" oder des „Eisernen Tores" an der Nordostlehne (Vergl. Fig. 7) am auffallendsten. Auch als Naturschönheit verdient sie Beachtung. Besonders auf der Westseite vom Brunnen aus gesehen tritt ihre ganze Schönheit hervor. Unten breitet sich ein Steinmeer aus und aus diesem erheben sich rechts und links mächtige Basaltsäulen. Besonders die Säulen rechter Hand erregen die Aufmerksamkeit des Beobachters. Einander stützend stehen sie dort und scheinen jeden Augenblick niederstürzen zu wollen. Die äusserste Säule ist auch bankig abgesondert und durch ihren zerstörten Körper leuchtet das Blau des Himmels und bläst der Wind. Vom Steintore aufwärts folgen Steingruppen, eine schöner wie die andere.

Schöne, freistehende Säulen sind auch an der Südwestlehne vorhanden. Auf dem Kapitäl der südlichen Säulen steht jenes mächtige Steinkreuz, welches RANOLDER, Weiland Bischof von Veszprém, errichten liess. Ein schattiger, mit Stufen versehener Weg führt hinauf auf das Basaltplateau des Berges, wo in einer Lichtungslinie man die Höhe des Berges nach dem „Kőkapu = Steinernes Tor“ durchqueren kann. Auf die Scheitelfläche dieses zweiten stumpfen Kegels legt sich ein grosser flacher Hut, welcher grösstenteils aus schlackigem Basalt besteht. Der Gipfel am Nordostteile des Scheitels erhebt sich zu einer absoluten Höhe von 438 m. Eine schöne Aussicht bietet nur die abgeholzte westliche, kaum merklich niedrigere Höhe oberhalb des Dorfes Tördemicz.

17. *Szigliget.*

Südlich des Szentgyörgyhegy, westlich vom Badacson ragt die Hügelgruppe von Szigliget empor. Der am kühnsten geformte Berg unter diesen ist der Várhegy von Szigliget. (Vergl. Fig. 8.) Besonders von Süden aus zeigt er sich



Fig. 8. Der Várhegy von Szigliget von Süden aus gesehen.

als eine unersteigbare steile Kuppe, von Osten und Westen gesehen bildet er einen etwas gestreckten Rücken. Der Berg ist aus kompaktem, tuffigem Konglomerat aufgebaut, mit kopfgrossen oder noch grösseren Mergelschollen und Sandsteinstücken: jene sind aus dem sarmatischen, diese aus dem pontischen (pannonischen) Sedimente gelegentlich der Eruption hineingeraten. Der Berg wird senkrecht auf seine Längsrichtung, nahezu vertikal, von einem Basaltgang durchkreuzt, welchen Dr. STACHE entdeckt, J. v. BÖCKH ausführlich beschrieben und ROTH in skizzierten Zeichnungen dargestellt hat, wie dies bereits weiter oben erwähnt wurde.

Der hervorbrechende Basaltgang hat die tuffigen Konglomeratbänke beiseite geschoben und besonders an der Nordwestlehne in eine unter 55—60° einfallende steile Lage aufgerichtet. Der Basalt ist auf zwei Seiten, wo er mit dem tuffigen Konglomerat in Kontakt geraten ist, was man besonders in der von der Kirche ein wenig rechts hinaufführenden Wasserrinne sehr schön sehen kann, mit der Kontakt-

fläche parallel, auf eine Breite von 2—3 m plattenförmig abgesondert und weist in der Mitte und unten eine polyëdrische, oben eine mehr säulenförmige Absonderung auf. Die Platten stehen auf beiden Seiten unter 75—80°, was darauf hindentet, dass der Gang nicht ganz vertikal aufgebrochen ist.

Den Várhegy von Szigliget umgibt von Osten aus der Öregerdő, von Süden aus der Mélységierdő. Dies sind aus Basalttuff, tuffigem Konglomerat und Breccie aufgebaute Hügel, welche durch die Erosion stark zernagt und ihrer ursprünglichen Gestalt beraubt sind. Durch Erosion sind die Szent-Háromság und Óvár benannten kleinen Kuppen vor dem Mélységierdő, am Balatonufer entstanden, deren lockeres Ton- und Sandmaterial auf dem Gipfel in verstreuten Partien noch vorhandene härtere Tuff- und Konglomeratdecke vor der gänzlichen Erosion geschützt



Fig. 9. Der geneigt geschichtete mit fossilführenden sarmatischen Mergelstücken erfüllte Basalttuff des Kemenczéspart bei Szigliget.

hatte. Auch der Soponya an der Südwestecke des Mélységierdő ist im Begrift sich als Zeugenberg abzusondern. Hier erstreckt sich der Basalttuff, das tuffige Konglomerat und die Breccie bis ganz an das Balatonufer (Fig. 9) und in dem dort befindlichen Steinbruche finden sich überaus viel Phyllit-, Dolomit-, dunkle kryst. Kalkbrocken und Blöcke, sowie durch *Tapes gregaria*, *Mactra podolica*, *Cardium obsoletum*, *Cerithium* und *Turritella* charakterisierte sarmatische Kalksteinstücke. Ausserdem sind auch steinartig erhärteten pontische Sandfetzen im Basalttuff (Vergl. Fig. 9). Es kommen jedoch auch reichlich faust- bis kopfgrosse Olivinbomben mit einer schlackigen Basaltkruste vor, woraus hervorgeht, dass dieses Gestein des Kemenczéspart ansteht und nicht vom Wasser zusammengetragen und angehäuft wurde. Im Steinbruche fällt nun in Bänken geschichtet das tuffige Konglomerat und die Breccie beiläufig unter 45° gegen Westen ein, am Südostrande des Mélységierdő hingegen, wo der Kamon-kű felsenwandartig in die Höhe ragt, sind Konglomerat

und die Breccienbänke gegen Nordwesten geneigt, während am Westrande des Öregerdő ein östliches Einfallen gemessen wurde. Am kulminierenden Gipfel des Mélységierdő dürfte der Basalt vor nicht langer Zeit anstehend gewesen sein: es liegen dort auffallend viel zersplitterte Basaltstücke umher.

18. *Gulácshegy.*

Der Gulácshegy erhebt sich west-südwestlich von der Gemeinde Gulács-Von Süd-Südosten, vom See und von Badacsontomaj aus oder aber von Nord-Nordwesten aus, in der Richtung von Gyulakeszi, sowie auch vom Wege (Vergl. Fig. 10) zwischen den Gemeinden Gulács und Nemeskáptalantóti ragt er vor dem Beobachter in der Form einer regelmässigen Kuppe auf; von Ost-Nordost, bezw. von



Fig. 10. Der Gulács von Norden aus, vom Wege zwischen Gulács und Nemeskáptalantóti gesehen.

West-Südwest aus hingegen zeigt der Gipfel selbst die Gestalt eines Sarges. Morphologisch ist der Berg aus einem doppelten Kegel zusammengesetzt: der untere Teil ist in der Isohypse 230—270 m ein stumpfer Kegel mit sanftgeböschtem Mantel, dessen unterer Teil aus pontischen Ton- und Sandschichten besteht — wie dies in dem Aufschlusse der Ziegelei von Gulács zu sehen ist — während der obere Teil eine beiläufig 30 m hohe, dunkelgraue kompakte Basaltkuppe bildet. Die Kuppe von 303 m absoluter Höhe bietet dem Turisten ein sehr schönes Rundbild. An der Westlehne des Berges über dem Sédkút, hat sich ein ziemlich ausgebreiteter Steinschlag aus dem bankig abgesonderten Basalte gebildet. Auch eine säulige Absonderung ist an der gegen Badacson ragenden Südwestlehne wahrnehmbar. Der Basalt dieser kleinen Säulengruppe ist ebenfalls bankig abgesondert.

Basalttuff konnte ich an der Oberfläche nirgends beobachten. An der nordöstlichen Schulter des Berges aber neben einem kleinen Wasserriss ist der Berg

durch eine Schottergrube aufgeschlossen, an deren Sohle der Basalttuff ansteht; in seinem Hangenden befindet sich hier schlackiger Basalt. Im oberen Teile des Aufschlusses hat sich Basaltgerölle angesammelt und in diesem finden sich fassgrosse Stücke mit kugelig-schaliger Absonderung und blätterige, in haselnussgrosse Körner zerfallende Kokkolithenschollen. Der in haselnussgrosse Kügelchen zerfallende Kokkolithenbasalt wird mit Vorliebe zur Wegschotterung verwendet. Auch nord-nordwestlich und süd-südöstlich von dieser Schottergrube tritt der Basalttuff am äusseren Mantelsaume desunteren stumpfen Kegels, in Form kleiner Hügelchen, zutage. Alle diese Hügelchen fallen nahezu ganz genau in eine nord-nordwestlich—süd-südöstlich streichende Linie. In derselben Richtung erstreckt sich zwischen dem Gulácshegy und dem Badacsonhegy, nordwestlich von Badacsontomaj der Hármas-hegy. Aus lockeren pontischen Schichten ragt diese dreifache (bezw. vierfache) kleine Kuppe hahnenkammartig in süd-südöstlicher—nord-nordwestlicher Richtung empor. Das Eruptionsmaterial aller dieser ist grobkörniger Basalttuff, es finden sich jedoch zwischen dem Tuffe auch ziemlich viel poröse Basaltstücke.

19. *Tótihegy. Sabárhegy.*

Der Tótihegy erhebt sich südlich von der Gemeinde Nemeskáptalantóti 347 m hoch. Der grössere nordwestliche Teil des Bergfusses besteht aus pontischem Sand,



Fig. 11. Der Basalthügel des Tótihegy von Nordwesten aus.

der kleinere südöstliche Teil aus permischem Sandstein. Der Nordlehne des Berges schmiegt sich eine Lössdecke an, welche gegen die Gemeinde zu in zwei grossen Gräben aufgeschlossen ist. In dem in südöstlicher Richtung hinaufführenden Graben liegt dort, wo sich die Gräben fingerartig verzweigen, unter einer beiläufig

6 m mächtigen fossilienführenden Lössdecke in diluvialem Sande mit Lösschnecken eine etwa 0·5 m mächtige Schotterschicht mit vielen Basaltstücken. Das Zerfallen des Basaltes, seine Umgestaltung zu Steingrus und Schotter hat daher schon vor der Lössablagerung begonnen. Am oberen Ende des von der Gemeinde genau südlich hinaufführenden Lössgrabens ist auch der Sand des Bergfusses aufgeschlossen und eine darin befindliche Kongerienbank weisst darauf hin, dass der Fuss des Berges auch hier aus pontischem Sediment aufgebaut ist. Dieser Sand ist an der Westlehne des Berges in einer Ziegelei aufgeschlossen, doch zeigen sich hier keine Fossilien. Über diesem gebankten Kongeriensand, der im oberen Ende des von der Gemeinde direkt südlich hinaufführenden Lössgrabens aufgeschlossenen ist, liegen im Boden der Weingärten beiläufig in 180 m Höhe Basalttuffstücke. Doch kommt der Basalt am oberen Rande der Weingärten am Fusse des Gipfel in einer Höhe von etwa 240 m auch anstehend vor. Darüber folgen kleinere und grössere Steinstürze, welche von den bankig abgesonderten und abstürzenden Basaltsäulen der Gipfelregion genährt werden. Über diesen Steinstürzen folgt kompakter Basalt auch in kleineren und grösseren Säulengruppen. Derartige Säulengruppen gibt es an der West-, Westsüdwest- und Ostlehne des Berges. Am schönsten ist die Säulenreihe der östlichen, gegen Gulács ragenden Lehne. Die Säulen sind durchschnittlich 30 cm stark und fallen unter 60—65° gegen die Vertikalachse des Berges ein. Der Tótihegy kulminirt in Sargform und erstreckt sich mit seinem Grate in nord-nordwestlich—süd-südöstlicher Richtung. Der Basalt des Gipfels dehnt sich südsüdöstlich über den Sandstein aus und trägt deutliche Anzeichen der kaustischen Kontaktwirkung zur Schau. Der Basalt der westlichen (242 m hohen) Vorkuppe ist in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen: es wird dort blätteriger, zersetzter Kokkolithenbasalt zur Wegschotterung abgebaut. An der Ostlehne des Tótihegy, am Sandsteine des 266 m hohen Hügelrückens tritt ein kleiner Basaltgang zutage, welcher in nord-nordwestlich-süd—südöstlicher Richtung, in der Richtung des 221 m hohen, kleinen Hügelchens gegen den Grödener Sandstein des Őrsihegy hin verfolgbar ist.

Nahezu in dieselbe Richtung entfällt auch der Basalttuff und das Basaltkonglomerat des Sabárhegy. Im Boden der Weingärten am Sabárhegy ist der Tuff grösstenteils von Spaten und Haue zerstückt. Am Südende des Bergrückens, hinter einem Winzerhause traf ich den Tuff in einer abgeböschten Wand anstehend mit Grödener- und pontischen Sandschollen erfüllt.

Diese sind aus den gelegentlich der Eruption durchbrochenen Schichten in den Basalttuff geraten. Dr. L. von Lóczy hat am Sabárhegy Kordieritgneiss, ich selbst Quarzporphyrstücke gefunden, welche die Basalteruption ebenfalls aus der Tiefe mit sich gerissen hat. An weniger kultivierten, mit Gestrüp bestandenen Partien des Berges habe ich ausser Basalttuff auch poröse Basaltstücke und Amphibolbomben angetroffen.

20. *Csobáncz.*

Der Csobáncz oder Gyulakeszihegy erscheint aus zwei stumpfen Kegeln aufgebaut. Der untere stumpfe Kegel, an dessen Basis älteres triasisches und sarmatisches Sediment zutage tritt, besteht aus pontischem Ton, Schotter- und Sandschichten. Der obere steilabgedachte stumpfe Kegel besteht aus Basalt. Den Basalttuff fand ich nirgends anstehend, zwischen den aus den Weinbergen herausgewor-

fenen Basaltstücken jedoch fand ich eine zurückgebliebene Partie. An der Südlehne des Berges, bei dem Glockengestell in 217 m Höhe, beobachtete ich mit porösem Basalte zusammen Basalttuffstücke, der Basalt selbst ist 25—30 m höher bereits anstehend vorhanden und stellenweise zeigen sich auch schon auf Fladenlava hinweisende Stücke. Hier an der Südlehne erscheint der Basalt blätterig-bankig abgesondert, während an der nordwestlichen Lehne spiral gewundene Säulen gegen den Gyürhegy blicken.

Am Aussenrande des unteren, sanftgeneigten Mantels des stumpfen Kegels des



Fig. 12. Der Gyulakeszihegy mit den Burgruinen von Csobáncz.

Csobáncz sind auch einige kleine Vorhügel vorhanden, gleichwie um den Halyagos oder den Gulács herum, bei letzteren besteht die Schutzdecke gegen die Erosion nicht aus vulkanischem Produkt, sondern aus Schotterkonglomerat.

21. *Hegyesd.*

Nordöstlich von Tapolcza, zwischen Diszel und Monostorapáti, nächst der Ortschaft gleichen Namens erhebt sich der Hegyesd in einer zuckerhutförmigen Kegelgestalt. (Vergl. Fig. 13.) Seine kleine, jedoch überaus spitzige Kuppe lenkt schon von weitem die Aufmerksamkeit auf sich.

Wenn man sich von Tapolcza aus nähert, so führt der Weg über einen 25—30 m mächtigen, sarmatischen Kalktafel. Unmittelbar vor dem Hegyesd tritt der Hauptdolomit des Grundgebirges zutage und aus einer flachen, beckenartigen Einsenkung desselben erhebt sich, erst allmählig sanft, dann aber immer kühner der beiläufig 100 m rel. hohe Gipfel des Hegyesd bis in eine absolute Höhe von 284 m.

Der Fuss der Kuppe wird am sanftgeböschten Teile von Trümmerwerk bedeckt: Basalttuff führende Breccie, Basalt- und Dolomitschollen liegen umher. Es fallen besonders einzelne Kalk- und Dolomitschollen auf, welche vom schlackigen Basalt

ganz durchdrungen sind (siehe Taf. II, Fig. 3). Diese schöne Kontaktwirkung deutet an, dass man sich am Fusse eines vulkanischen Berges befindet. Weiter oben überwiegt ungeschichtetes, tuffiges Konglomerat und Breccie. Dann, hauptsächlich an der Nordwestlehne der Bergkuppe, erstrecken sich die Köpfe von mächtigen tuffigen Konglomerat- und Breccienbänken unter 26° gegen Südost, gegen die Achse der Bergkuppe hin einfallend. Diese Bänke sind sehr grobkörnig, mit Lapilli, kopfgrossen Bomben von den Eruptionsbestandteilen und kleineren und grösseren, mehr oder minder eckigen Dolomitschollen angefüllt, welche aus dem durchbrochenen Grundgebirge in das tuffige Konglomerat und in die Breccie geraten sind.



Fig. 13. Der Hegyesd von Norden aus gesehen.

Unmittelbar auf dieser harten, tuffigen Breccie lagert der kompakte Basalt, aus dem der kleine Gipfel der Kuppe besteht. Unter dem Basalte erlangt eine eckige, polyëdrische, oben, gegen den Gipfel zu, nach innen geneigte säulige Absonderung das Übergewicht, besonders am westlichen Teile des Gipfels.

Auf dem Scheitel selbst, welchen — obgleich er nur an 20 Schritte lang und 10 Schritte breit ist — die Ruine eines alten Wartturmes krönt, ist ein Basalt von halb und halb schwammiger Struktur zu beobachten.

Die Kuppe des Hegyesd ist hauptsächlich aus vulkanischem Material aufgebaut, bei der Bildung der Kegelgestalt hat jedoch auch die Erosion eine grosse Rolle gespielt.

22. *Haláp.*

Nördlich von Tapolcza erhebt sich der Haláp über der Ortschaft gleichen Namens. (Vergl. Fig. 14.) In seinem Bau stimmt er mit dem Csobáncz überein. Auch dieser ist aus einem doppelten stumpfen Kegel aufgebaut.

Der untere abschüssige stumpfe Kegel des Haláp stützt sich nördlich unmittelbar auf den Hauptdolomit des Grundgebirges, südlich aber auf den Leithakalk und den sarmatischen Kalk, welche auf dem Hauptdolomit lagern. Die regelmässige Gestaltung des Berges ist besonders von Norden und Süden aus augenscheinlich. Von Westen und Osten aus ist er schon nicht mehr so symmetrisch.

Auf den flachen Mantel des unteren sanftgeböschten stumpfen Kegels rieselt von oben Steingrus, welcher den übrigens wenig fruchtbaren, sandigen Boden stetig verbessert und für Weinbau geeignet macht. Über der oberen Grenze der Weingärten hat sich aus den zerfallenden Basaltsäulen stellenweise ein ganzes Steinmeer gebildet. Die schönsten Basaltsäulen stehen an der Südwest- und Westlehne des

Berges, was darauf hinweist, dass die einstige Lava hier in Form einer Basaltdecke erhärtet ist. Zwischen den aus den Weingärten in Haufen hinausgebrachten Basaltstücken fanden sich an mehreren Stellen spärlich auch Tuffstücke; anstehend kann der Tuff nur am Südabhange beobachtet werden. Er spielt jedoch bei dem Aufbau des Berges auch dort nur eine sehr untergeordnete Rolle. Die Basaltdecke des oberen steilwandigen stumpfen Kegels ragt, sich südlich auf den Basalttuff stützend,



Fig. 14. Der Haláp südlich von Tapolcza, links in der Ferne die Dolomitinsel des Balatonhegy, rechts der Agártető.

kühn empor. Hier ist zugleich auch die Mächtigkeit des Basaltes am bedeutendsten, während sie gegen Norden zu ein wenig geringer wird und kaum 60 m erreicht. An der Südostlehne des Berges befindet sich ein grosser Bergsturz: mächtige Säulen liegen umher, das nicht eben reichliche Wasser des Hegykút oder Főkút dringt gerade unter diesem Bergsturz aus dem pontischen Ton zutage.

23. *Véndegihegy.*

Nördlich von Tapolcza, in der Nachbarschaft des Haláp erheben sich die Hügel von Véndeg. Von Tapolcza aus sind sie über ein von sarmatischem Kalk gebildetes gleichmässiges Gelände zu erreichen. Unmittelbar am Fusse der Hügel bildet der Leithakalk eine kleine Korallen- und Ostreenbank, hinter welcher der Hauptdolomit zutage tritt. Die zu dem Leithakalk gehörigen Lithothamnium führenden Kalke kommen auch an der Nordlehne der Hügel vor und füllen die Vertiefungen des unebenen Untergrundes im Hauptdolomit aus.

Die Hügel selbst bestehen haupsächlich aus Quarzschotter und Sand, stellenweise wird der Schotter durch eine kalkige Bindesubstanz zu Konglomerat verkittet. Das am Gipfel zerfallende Basaltmaterial wird durch spärlichen ungeschieferten Basalttuff und Breccie vertreten, in welchen auffallend viel Basaltstücke, schwammige Lapilli-, Dolomit- und Quarzschottereinschlüsse vorkommen.

III. Die Basalttuff- und Basaltbildungen der Umgebung von Zsid—Zalaszántó.

Jenseits des Beckens von Tapolcza—Szigliget, gegen Westen, ist ganz isoliert zwischen Lesenczenémetfalu—Keszthely, Balatongyörök—Zalaszántó eine mächtige Dolomitscholle erhalten geblieben: es ist dies das von Querverwerfungen durchzogene und von pontischen Schichten umgebene Gebirge von Keszthely. Diese grosse Dolomitscholle wird im Nordosten und Norden in Halbmondform von ausgedehnten Basaltdecken umgeben; es sind dies die Basaltdecken der Berge von Láz—Tátika und Kovácsi.

24. *Csócsahegy. Kőorra. Nagy-Lázhegy. Förtés.*

Das südlichste Glied dieser Gruppe ist der kleine Csócsahegy, welcher sich westlich von Lesenczetomaj 278 m hoch erhebt. Auf der von pontischen Schichten gebildeten Rumpffläche sind nur zerstreute Stücke der einstigen schwarzen Basaltdecke im Kulturboden anzutreffen, aus dem sie zu Haufen hinausgebracht wurden.

Dem Csócsahegy gegenüber erhebt sich 409 m hoch gegen Nordwesten der Kőorra, welcher sich in gleicher Richtung östlich von Alsó- und Felső-Zsid unter dem Namen Nagy-Lázhegy und Förtés oder Fertős in 400 m Höhe fortsetzt. Die 30—40 m mächtige Basaltdecke breitet sich auf lockerem pontischen Sedimente aus, in welchem ich im unteren Teile der Weingärten, aus einem, dem Brunnen des Franz Szánti entnommenen sandigen Ton jene pontischen Fossilien sammelte, welche teilweise bereits von Dr. Emerich Lörenthey erwähnt wurden.[1]

Der Basalt ist schon ziemlich verwittert. Am Scheitel des Kőorra jedoch ist aus polyëdrischen, liegenden Säulen eine ganze Felswand aufgebaut. Der aus pontischen Schichten bestehende Rumpf, wie auch das ganze Becken von Zsid—Zalaszántó wird von einer Lössdecke überzogen.

Nordöstlich von Felsőzsid erhebt sich der 298 m hohe Mulatóhegy. Sein Fuss erscheint von einer mächtigen Lössdecke bedeckt, welche den pontischen Untergrund nahezu ganz überkleidet; am Scheitel befinden sich nur noch Reste der Basaltdecke. Vor dem Mulatóhegy erhebt sich im Westen ein kleinerer, 257 m hoher Hügel, auf dem noch hie und da ein Basaltstück anzutreffen ist. Im Ackerfelde zwischen den zwei Bergen aber fanden sich Basalttuffschollen.

25. *Kávéhegy. Kis-Lázhegy. Oreg-Lázhegy.*

Die Gruppe des Kávéhegy, Kis-Lázhegy und Öreg-Lázhegy wird vom Fertős im N nur durch einen seichten Sattel getrennt. Die Basaltdecke lagert auf einem durch Fossilien wohl charakterisierten pontischen Rumpf. An der Basis

[1] E. Lörenthey: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 20; Palaeont. Anhang.

der pontischen Geländestufe sammelte ich im E, im Aufschlusse der nächst der Meierei Uzsa befindlichen Ziegelei, in einer Höhe von 168 m die Schalen von

Congeria Cžjžeki, M. Hörn.
„ *Partschi,* Cžjžek
„ *subglobosa,* Partsch
Limnocardium Penslii, Fuchs
Valenciennesia Reussi, Neum.

welche darauf hinweisen, dass der unten bläuliche, oben gelbliche Lehm der Ziegelei zur Basis des *Congeria Balatonica-* und *C. triangularis*-Horizontes gehört. An der Westseite des Absatzes, in dem oberen Teil der Schichtenreihe fand ich Schalen von

Congeria Balatonica, Partsch
„ *triangularis,* Partsch
Melanopsis decollata, Stol.

woraus zu schliessen ist, dass die Unterlage der Basaltdecke in den durch das Auftreten von *Congeria Balatonica* und *triangularis* charakterisierten Horizont gehört. In diesem Horizonte fand sich keine Spur von Basalttrümmerwerk. Am Westabhange des Öreg-Lázhegy, nord-nordwestlich vom Basaltplateau, auf der Sohle des zum Nagyréter Baches hinabführenden Grabens, geriet ich vor der Basaltdecke auf eine *Unio Wetzleri* führende Fossilienlinse, in welcher sich in der Gesellschaft von *Unio Wetzleri, Helix Doderleini, Vivipara Fuchsi, Melanopsis* sp. auch schon der Basalt des Öreg-Lázhegy in der Form von Schotter fand. Die Basalteruption des Öreg-Lázhegy ist daher v o r der Ablagerung der *Unio Wetzleri* führenden Schicht und unmittelbar n a c h der Ablagerung der Hauptmasse des *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* führenden Horizontes vor sich gegangen.[1]

Der Basalteruption ist Tuff vorangegangen, dessen Partien sich am Ostabhange fanden. Die Basaltdecke selbst ist ziemlich verwittert, jedoch fand ich am Kis-Lázhegy in Verwitterung übergangene, gerötete Lapilli, Bomben und Fladenlavastücke.

Auch die Basalttafel des Öreg-Lázhegy wird von der Basalttafel des S z e b i k e nur durch einen seichten (274 m) Sattel getrennt.

26. *Szebike.*

Der S z e b i k e ragt aus dem mit Löss verdeckten Tale des Nagyréter Baches mit einer steilen Basaltwand empor und blickt mit einer ebenso steilen Wand gegen das Szebiketal. Von der Westlehne des Szebikehegy sind gegen das Szebiketal hin an 6 Stellen hügelgrosse Basaltschollen vom Basaltplateau des Szebike abgeglitten. Die Basaltdecke des Szebike besteht aus grauem Basalt, nur der am südwestlichen Vorsprung emporragende 361 m hohe Gipfel aus schwarzem Basalt.

[1] Jener Schluss, welchen Dr. Lörenthey im Zusammenhange mit dieser Stelle betreffs des Alters der Basalteruption gezogen hat, ist, wie weiter unten gezeigt werden soll, ein Irrtum. (Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 208.); Palaeont. Anhang.

27. *Sarvaly. Prágahegy. Tátika.*

Aus dem Szebiketale erhebt sich die interessanteste Partie dieser Basaltgruppe: diejenige des Sarvaly—Prága—Tátika.

Der Sarvaly bildet ein in süd-südwestlicher—nord-nordöstlicher Richtung sich ausdehnenden scharfen, kammartigen Basaltgrat, der an seinem Nordostende in der Sümeg—Prágaer Basaltsteinbruch schön und interessant aufgeschlossen ist.

Dieser Aufschluss erscheint in Fig. 15 und 16 nach photographischen Aufnahmen von Dr. E. v. Cholnoky veranschaulicht.

Die Basaltdecke hob im süd-südwestlichen Teile des Aufschlusses eine mächtige Sandlinse empor und ihre in das noch dünnflüssige eruptive Material eingesun-



Fig. 15. Die im südlichen Teile der Basaltgrube von Sarvaly aufgeschlossenen Basaltintrusionen im pontischen Tonmergel.

kenen Teile wurden gänzlich geröstet. (Vergl. Fig. 15.) In der vom eruptiven Material emporgehobenen Sandlinse entdeckte D. Laczkó eine dünne fossilführende Schicht, aus welcher ich ausser stacheligen *Melanopsisarten* und *Neritineen* auch einige *Congerien* sammelte, welche mit grösster Wahrscheinlichkeit nicht vollkommen ausgebildete Exemplare von *Congeria Balatonica* sind. Dieser Aufschluss weist also auch darauf hin, dass die Basalteruption unmittelbar auf die Ablagerung des *Congeria Balatonica* und *triangularis* führenden Horizont folgte.

An der nord-nordwestlichen Seite der Basaltgrube stehen polyëdrische Basaltsäulen wie Orgelpfeifen nebeneinander, einwärts, gegen den Berg geneigt. (Vergl.

Fig. 16.) Die Säulenköpfe sind auch bankig abgesondert und der obere Teil der Basaltdecke besteht aus diesem bankig und blätterig abgesonderten vulkanischen Produkte.

Der Sarvalygrat besteht aus schwarzem Basalt, hie und da erscheint jedoch auch graulicher Basalt. Schwarzer Basalt baut auch den Prágahegy auf, stellenweise Säulen bildend.

Einer der interessantesten Basaltberge der Balatongegend ist der Tátika. Derselbe erscheint zu unterst aus lockeren pontischen Schichten, darüber aus einer elliptisch geformten Basaltdecke und zu oberst aus einer hahnenkammartigen grauen Basaltkuppenreihe aufgebaut. Die schwarze Basaltdecke weist an den Rändern eine



Fig. 16. Der in dem Basaltbruch am Sarvaly aufgeschlossene Säulenbasalt. In der Nähe von Sümeg.

säulige Absonderung auf. Diese Säulen biegen sich am Südende der Basaltdecke nach auswärts. Die Basaltdecke breitet sich in der Isohypse 250—333 m aus, ist demnach 80 m mächtig und aus dieser Basaltdecke ragen die Basaltkuppen des Bergkammes ebenfalls 80—90 m hoch empor. Der kulminierende Punkt des Tátika, der Várkúp, erreicht eine absolute Höhe von 413 m. Am Nordostende des Bergkammes erhebt sich der Farkashegy.

28. *Die Basaltberge von Kovácsi.*

Westlich vom Tátika, jenseits des flachen Sattelrückens zwischen Bazsi—Zalaszántó, breitet sich die Basaltdecke des Hermántó—Szántóhegy, des Kovácsihegy—Váradhegy und der Csehi-mellék zwischen den Gemeinden Zalaszántó, Vindornyalak,

Vindornyaszőllős, Nagygörbő und Bazsi aus. Die Basaltdecke lagert auch hier auf pontischem Ton und Sand, wovon auch die an der Halde eines, an der Lehne des Szántóhegy in den Weingärten gegrabenen Brunnens und an der Nordlehne des Váradhegy gefundenen Fossilien Zeugnis ablegen. Dieses pontische Sediment wird aber grösstenteils von Löss und Flugsand bedeckt.

Östlich von der Vörtési-Puszta befinden sich mächtige Lössgräben, in welchen an einer Stelle sehr schön zu sehen ist, dass der Zerfall der Basaltdecke und deren Umgestaltung zu Schutt und Schotter schon vor der Lössablagerung begonnen hat, weil die Lössdecke sich bereits auf Basaltschutt ausbreitet.

Von Nagygörbő und Döbröcze aus durch den Csehierdő dem Rücken der Basaltdecke zustrebend, sieht man einen Dreikanter führenden Flugsand, welcher allmählich feiner wird. Der feinstschotterige Sand ist durch Verwehung auf den Rücken der Basaltdecke gelangt. Dieser Flugsand ist auch um den Vadsee am Rücken des Kovácsihegy zu beobachten.

Die Basaltdecke ist nur 25—30 m mächtig und säulenförmig abgesondert. Die Säulen sind an mehreren Stellen, z. B. an der Nordwestlehne des Kovácsi- und Váradhegy, auch bankig abgesondert. Die verstreuten Bänke der am lockeren Boden abggleitenden und niedergestürzten Säulen bedecken die Bergabhänge mit Basaltplatten. Dieses Zerfallen der Basaltsäulen ist sehr schön zu beobachten, wenn man auf den Kovácsihegy an der Lehne gegen die Vörtési-Puszta zu hinuntergeht.

Am Váradhegy, am Hermantóhegy kommt grauer und schwarzer Basalt vor; an der Nord-nordwestlehne des Hermantógipfels bildet der schwarze Basalt im grauen Basalt einen ganz kleinen Dyke.

Basalttuff fand sich in dem Kovácsiberge nicht.

Nord-nordöstlich von Zalaszántó, an der Ostseite des nach Bazsi führenden Weges ist eine kleine nord-südliche Reihe von Hügelchen sichtbar, deren Kern aus Basalt besteht.

IV. Die Inselberge.

Die isolierten Berge von Fonyód und Boglár und die Halbinsel Tihany werden von L. v. Lóczy,[1] nach ihrem geologischen Charakter, sehr treffend „Inselberge" genannt, weil sie gleichsam aus dem Becken und Spiegel des Sees emporragen. Die grössere, untere Partie dieser Inselberge besteht auf Grund der Fossilien der zahlreichen Aufschlüsse, aus pontischem (pannonischem) Ton und Sand, deren lockere Schichten vor Verwaschung eben durch den Umstand beschützt wurden, dass sich am Várhegy bei Fonyód Basalt und am Vártető bei Boglár fester, eruptiver Basalttuff ausbreitet, bei Tihany aber ausser der Eruptivdecke die Süsswasserkalk- und kieselsauren Ablagerungen der einstigen Thermalquellen eine Schutzdecke geboten haben.

29. *Fonyód.*

Am südlichen, zu dem Komitate Somogy gehörigen Ufer des Balaton erheben sich aus dem Nagyberek, einer ausgedehnten sumpfigen Niederung, welche nur um einige Meter Höher als der Seespiegel ist, zwei isolierte Berge, von welchen der

[1] Lóczy: Die geologische Geschichte des Balaton und seine heutige geologische Bedeutung; Geogr. Mitteil. XXII. Bd., pag. 130.

östliche: der Fonyódhegy 207 m, der westliche: der Nagy-Várhegy 230 m Höhe erreicht. Vom Balatonufer aus ist der aus pontischem Ton und Sand bestehende Fuss des Berges aufgeschlossen, in welchem besonders nächst dem Eisenbahnhotel überaus viel Fossilien gesammelt werden können. In neuerer Zeit hat I. Lörenthey [1] eine mit grossem Fleiss gesammelte, überraschend reiche Fauna von hier beschrieben. Westlich vom Hotel fallen schon am Fusse der hohen Sandwand einige Basaltstücke ins Auge. Diese haben Stache [2] irregeführt, indem er annahm, dass die Basalte der Balatongegend älter sind als der *Paludina* (*Vivipara*) *Sadleri*, bezw. *Vivipara cyrtomaphora* führende, oder nach der heutigen Gliederung der *Congeria Balatonica* und *Congeria triangularis* führende Sand, da am Fonyód in diesem Sande Basaltblöcke vorkommen. Schon J. v. Böckh [3] hat jedoch nachgewiesen, dass im stabilen *Vivipara Sadleri* führenden Sande kein Basaltmaterial vorhanden ist und dass die am Fusse der Sandwand herumliegenden Basaltstücke von oben, vom Kamme herabgerollt sind. Der Basalt findet sich nämlich am massenhaftesten am Kamme und ist daher mit Bestimmtheit anzunehmen, dass es dort einst eine kleine Basaltdecke oder einen Basaltstiel gab, wie dies Stache [4] vermutete. Heute jedoch ist hier bereits kein anstehender Basalt mehr zu beobachten und auch jene Haufen, in welche der Basalt bei Bearbeitung der Weingärten zusammengetragen wird, vermindern sich unausgesetzt, weil das Material wagenweise zur Wegschotterung fortgeführt wird. In grosser Anzahl finden sich die zerfallenen Schollen des Basaltes auf jener Terrasse, welche sich vor dem Kamme ausbreitet, wie auch in jener oberen, Flugsandschicht, welche Lörenthey [5] für levantinisch hält. In diesem Flugsande befinden sich die Basaltschollen, wie dies bereits Böckh [6] und K. Hofmann [7] nachgewiesen haben, in sekundärer Lage. Wenn wir daher auch mit Lörenthey annehmen wollen, dass dieser basalthaltige Sand levantinisch ist, so wäre es doch ein starker Irrtum zu behaupten, was Lörenthey [8] behauptet, dass der Basalt selbst levantinischen Alters ist. Denn es muss doch die Basalteruption früher vor sich gegangen sein, damit die von der Erosion zerrissenen Stücke des Basaltes sekundär in den Sand gelangen können.

Der Basalt von Fonyód ist blasig-löcherig.

30. *Boglár.*

Die Hügel von Boglár erheben sich beiläufig 100 m hoch über dem Seespiegel. Der Molo des Hafens ist aus tuffigem Konglomerat aufgebaut und auf dem in die Gemeinde führenden Wege liegen blasige, mit Zeolith inkrustierte, graue und schwarze

[1] Lörenthey: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 26—33; Palaeont. Anhang.

[2] Stache G.: Basaltterrain am Plattensee. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XII. Bd. Verhandl. S. 148.

[3] Böckh János: Die geol. Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony; Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. III. Bd. 1. II. Teil. S. 123—125.

[4] Stache G.: Basaltterrain am Plattensee S. 146.

[5] Lörenthey: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 33; Paleont. Anhang.

[6] Böckh: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony; Mittheil. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. III. Bd. S. 125.

[7] Hofmann K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mittheil. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anstalt Bd. III. 4. S. 146.

[8] Lörenthey: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 33 und 208; Palaeont. Anhang.

kompakte Basaltstücke umher. Am Rücken des dem Hafen näherliegenden westlichen Sandhügels sind Basalttuffschichten mit dem lockeren Sande abgerutscht und aus ihrer ursprünglichen Lage mehrmals verrückt. Im Sande zeigen sich Röstungsspuren. Der Basalt ist von kohlensaurem Wasser durchdrungen und erscheint von Aragonitadern durchkreuzt; auch versteinerte Holzstücke finden sich darin.

An der Nordlehne des östlichen Hügels, des Vártető, ist von der Eisenbahnstrecke aus bis beiläufig 10 m Höhe pontischer Ton und Sand mit schlecht erhaltenen Kongerien aufgeschlossen. Darauf folgten Basalttuff und tuffige Konglomeratschichten, an vielen Stellen abgerutscht und abgestürzt. Ein besonders mächtiger Sturz ist oberhalb der, dem Nordwestfusse des Vártető entspringenden Quelle zu sehen. Im Basalttuff fallen grosse Mergelstücke ins Auge, welche dem durchbrochenen pontischen Ton angehören. Im Tuff, im Graben eines kleinen Wasserrisses sammelte ich daumengrosse Amphibole. Der Basalttuff erscheint auch hier von kohlensaurem Wasser durchdrungen.



Fig. 17. Die Hügelgruppe von Boglár vom Balaton aus gesehen.

Die Hügel von Boglár waren von Flugsande und im Süden grösstenteils von Löss bedeckt.

31. *Tihany.*

Die Halbinsel Tihany ist unbestreitbar die interessanteste Partie der Balatongegend. Von Norden, bezw. Nordwesten aus erstreckt sich dieses schmale, spitze Erdstück weit in den grossen See hinein, die Spitze gegen Szántód gerichtet. Der Seespiegel liegt 105 m hoch über d. M. und die steile Uferwand erhebt sich noch um beiläufig 60—80 m höher und erscheint mit noch einmal so hohen vorspringenden Berggipfeln gekrönt. Dieses Berggesimse bildet einen ganzen Ring und da die Halbinsel auch gegen Nordwesten, gegen Aszófő zu, nur durch eine flache, sich über dem Seespiegel blos um beiläufig 5 m hoch erhebende,

schmale, kaum 2 Kilometer lange Landenge mit dem gebirgigen Zalaer Ufer verbunden ist: erhebt sich Tihany als spitze Insel, wie ein stilles feierliches Bild über die Wasserfläche.

Der höchste Gipfel des seine Ufer umsäumenden Berggesimses ist der mit Sprudelquarzit gekrönte Csúcshegy, dessen Kamm sich nördlich mit dem Kis- und dem Nagy-Nyereg und den Apáter Bergen fortsetzt. Von den Bergen von Apáti wird der an der Nordecke der Halbinsel emporragende Diós und Jegenye durch einen tiefen Sattel geschieden. Die imposanteste Uferpartie der Halbinsel ist das gegen Balatonfüred blickende Ostufer, mit den in den geschieferten Basalttuff vertieften „Remetelakások“ (Einsiedlerhöhlen) und der Abteikirche mit ihrem Doppelturme. Hier erhebt sich der Dalavárdomb, der Doboshegy oder Echodomb nördlich von der Kirche und der Nyársashegy unmittelbar neben der Kirche, südlich von dieser. Ferner springt gegen Süden zu der Akasztódomb in den See, und vor sowie hinter ihm befinden sich die symmetrischen Quarzitkuppen des Külső- und Belső-Hármashegy des Cserhegy, des Kerekhegy und des Szalacska im südlichen Teile der Halbinsel;



Fig. 18. Die Abtei von Tihany vom Echohügel aus gesehen

endlich wird die Uferbergkette noch weiter südwestlich durch der Alsó- und Felső-Szarkád und den Hosszúhát geschlossen. Diese Berggesimse des Ufers umschliesst eine nach Süden gerichtete Depression, welche durch den Dalavárdomb, und dem vom Óvárer Weingärten sich südwestlich erstreckenden Bergrücken Kis-Erdő, in zwei kleine Becken getrennt wird. Das nördliche, beziehungsweise nordöstliche Becken ist der Külső-tó, auf der alten Spezialkarte mit Dobogó[1] bezeichnet; die Fläche desselben erhebt sich nur mit 10 m über den Seespiegel und umfasst den Büdöstó, jene allmählich austrocknende Überreste des Külsőtó, dessen ursprünglich abflussloses Wasser schon seit langem durch einen in das Gestein eingehauenen Kanal in die gegen Örvényes liegende Bucht von Bozsa abgeleitet wird. Das südliche, beziehungsweise südöstliche Becken oder der abflusslose Belsőtó liegt um 25 m höher als der Seespiegel und in diesem befindet sich der Kis-Balaton, in dessen Sumpfwasser sich von Norden her ebenso eine kleine Landzunge erstreckt, wie in den Balaton die Halbinsel Tihany. Daher sein Name.

[1] Dobogó = «Der Dröhnende» heisst jener Teil der Landstrasse neben dem Külsőtó, welcher unter den Wagen dröhnt.

Von der steilen Uferwand kann der See blos an 4—5 Stellen leichter erreicht werden. Von diesen ist im Osten jener Einschnitt besonders augenfällig, in welchen zwischen dem Nyársashegy und dem Akasztódomb der Weg zum See hinabführt.

Die Uferwand ist ringsum von Abrutschungen betroffen und von Klüften zerrissen, prächtige Aufschlüsse welche von mehreren Seiten aus einen Blick in den geologischen Bau der Halbinsel gewähren.

Die drei Hauptgesteinsarten der Halbinsel Tihany: 1. der Ton und der Sand, 2. der Basalttuff und 3. der kieselsaure Süsswasserkalk und Quarzit werden auch schon von Beudant[1] angeführt. Beudant hat zwar auf Grund der „Ziegenklauen", welche er ebenso wie Bartsch für *Ostreen*-Fragmente hielt, auch Jurakalk an der Westseite der Halbinsel angenommen. Dieser Irrtum wurde jedoch bereits von Zepharovich,[2] dem ersten geologischen Monographen der Halbinsel, berichtigt. Ritter von Zepharovich hat festgestellt, dass der Ton und der Sand zu den Congerienschichten gehört, nachdem er eine Art der durch Partsch im Jahre 1835 aufgestellten Gattung *Congeria*, nämlich *Congeria triangularis* in diesen Schichten in der Gesellschaft von *Cardium plicatum, Paludina Sadleri* und *Melanopsis Dufouri* antraf. Als hiehergehörig bezeichnet Zepharovich auch den Basalttuff, welcher in der Nordhälfte der Halbinsel mächtige Schichten bildet, sowie auch den Süsswasserkalk und den Quarzit, welcher in der Südhälfte der Halbinsel sich unmittelbar auf dem Sande, in der Nordhälfte aber auf dem Basalttuff ausbreitet. Dem im untersten Gliede der zum Hangenden des Basalttuffs gezählten Süsswasserkalk- und Kieselbildungen, „in einem schieferigen, sehr feinkörnigen, beinahe dichten, lichtgrauen Kalke, welchen er in der östlichen Uferwand der Halbinsel, in der Nähe der Abtei in Blöcken" antraf, kommen nach der Bestimmung M. Hörnes': *Melanopsis Bouei, Melanopsis buccinoidea* und ein *Planorbis* sp. massenhaft vor.

Seit der kleinen Monographie von Zepharovich sind unsere paläontologischen Kenntnisse über die Halbinsel ausserordentlich bereichert worden. Infolge der Forschungen von Fuchs,[3] Lóczy-Halaváts[4] und besonders von Lörenthey[5] hat die Zahl der aus den Ton- und Sandschichten angeführten pannonische Fossilienarten schon das erste Hundert erreicht. Unsere geologischen Kenntnisse jedoch wurden kaum erweitert, obwohl die Halbinsel seit Zepharovich von sehr vielen Geologen besucht wurde, und eine ganze Reihe von schwebenden Fragen der Lösung wartet. Solche der Lösung harrende Fragen sind die folgenden: 1. Besteht zwischen dem Basalttuff und dem Basalt ein Zusammenhang? 2. gibt es auf der Halbinsel vulkanische Krater? 3. in welches geologische Alter gehört die Eruption? 4. hat sich das Eruptionsprodukt unter Wasser oder subärisch angehäuft? und 5. ist der fossilführende Süsswasserkalk anstehend vorhanden und hängt auch dieser mit der Eruption zusammen?

Die Lösung dieser Fragen, mit Ausnahme der zweiten, ist mir, wie dies aus

[1] Beudant F. S.: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie. II. Bd. S. 497—501.

[2] Zepharovich V.: Die Habinsel Tihany im Plattensee etc.; Sitzungsberichte d. k. k. Akad. d. Wiss. XIX. Bd. Wien 1856.

[3] Fuchs Th.: Die Fauna der Congerienschichten von Tihany etc.; Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. XX. Bd. S. 531.

[4] Halaváts Gy.: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 7.; Paleont. Anhang.

[5] Lörenthey I.: Beiträge zur Fauna d. pannonischen Schichten in d. Umgebung d. Balatonsees. S. 8—16.; Paleont. Anhang.

weiteren Darlegungen ersichtlich werden wird, gelungen. Zum mindesten kann ich sie von einer neuen Seite beleuchten, weil ich an der Nordspitze der Halbinsel, am Dióshegy, eine kleine basaltische (Limburgit) Gesteinsmasse angetroffen, und in der Szarkáder zerrissenen Uferwand im Basalttuff Fossilien in grosser Anzahl entdeckt, am Sattelrücken zwischen dem Nyársashegy und dem Akasztódomb aber im Verein mit Ludwig v. Lóczy den Zepharovichschen fossilführenden Süsswasserplattenkalk gefunden habe.

Zur Lösung der Frage: ob auf der Halbinsel einstige vulkanische Krater nachgewiesen werden können, kann ich, auf Grund meiner Beobachtungen, eine negative Antwort geben.

Vulkanische Krater auf der Halbinsel nachzuweisen, hat sich zuerst K. Hofmann[1] bestrebt, indem er, bei Untersuchung der Basalttuffe, zu dem Resultate gelangte, dass dieselben „nichts anderes darstellen, als die zur Kraterstelle nahe gelegenen Reste von Aschenkegeln".

„Die mit offenem Krater zurückgebliebenen Tuffkegel wurden zu ringförmigen Wällen oder zu unvollkommenen Rudimenten solcher reduziert..." — schreibt Hofmann. — „Bei den ansehnlicheren dieser Tuffhügel erscheint noch die Stelle des erweiterten Kraters durch eine zentrale, gewöhnlich erst künstlich trockengelegte kesselförmige Taleinsenkung augenfällig markiert" heisst es weiter und endlich bezeichnet[2] er die kleine Gebirgsinsel Tihany als eines der schönsten Beispiele, und sagt von dieser: „Auf Tihany dagegen gelangt bereits die Vulkanähnlichkeit für jeden unbefangenen Beobachter schlagend zum Ausdrucke, indem die Tuffe daselbst einen prachtvollen Ring bilden, im Grossen ein konzentrisch gegen einwärts gerichtetes Schichteneinfallen zeigen und zwei knapp nebeneinander liegende, zentrale tiefe, kreisförmige Talkessel umschliessen, deren eines erst künstlich entwässert wurde, auch der andere, aber jetzt noch zeitweilig ein kleines Seebecken bildet."[3] Jener heisst Belsőtó, dieser Külsőtó (auf alten Karten: Dobogó).

Ausser K. Hofmann hat, soviel ich weiss, nur noch L. v. Lóczy von einem vulkanischen Krater Erwähnung getan.[4] Er sagt nämlich in der Arbeit von Halaváts vom Nyársashegy, dass sich „gerade über dem einstigen, vulkanischen Tuff ausstreuenden Krater dieser Hügel erhebt".[5]

Zur Bezeichnung von einstigen vulkanischen Kraterstellen bieten, meiner Meinung nach, die in Frage stehenden Stellen der Halbinsel Tihany keine genügend festen Stützpunkte mehr.

Es gibt keinen Ort in der Balatongegend, wo die klastischen Gesteine der Basalteruption in solch schönen Aufschlüssen zu studieren wären, wie auf Tihany. Die klastischen Gesteinsarten der Basalteruption: die Breccie, das Konglomerat, der Tuff und die Asche sind in den steilen Uferböschungen gleichmässig aufgeschlossen, und ebenso auch in der Gegend der Mitte der Halbinsel, in einem vom Friedhofe südwestlich gelegenen Steinbruche. In dem, an letzter Stelle erwähnten Aufschlusse ist das vulkanische Trümmerwerk in mehr als 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Im

[1] Hofmann K.: L. c. S. 175.

[2] L. c. S. 141.

[3] L. c. S. 147.

[4] In der allgemeinen geomorphologischen Beschreibung wird darüber eingehend berichtet werden — Lóczy.

[5] Halaváts Gy.: L. c. S. 9.; Paleont. Anhang.

unteren Teile des Steinbruches lagert Breccie, welche bis 1 m mächtig aufgeschlossen ist. Auf diesem mehr lockeren vulkanischen Trümmerwerk lagern drei Breccienbänke mit den folgenden Schichtenreihen: Auf die untere Breccie folgt eine schmale, feinkörnige Tuff- und eine schmale Breccienbank, dann ein unten kompakter, oben mehr lockerer, dicker (80 cm) Aschentuff, welcher in eckige Stücke zerfällt. Die zweite Breccienbank ist ungefähr 20 cm mächtig, und wird von einer sehr kompakten, 85 cm mächtigen Aschenschicht bedeckt, im oberen Teile mit einem dünnen Blatte, das wahrscheinlich im Wasser abgelagert wurde. Die darauf gelagerte 30 cm mächtige dritte Breccienbank ist sehr hart und liefert gutes Baumaterial. In dieser kommen solche Basaltstücke vor, in welchen der Olivin und der Augit auch mit freiem Auge kenntlich ist. Endlich wird die Schichtenreihe durch einen 30 cm mächtigen, in Verwitterung begriffenen Aschentuff und beiläufig 80 cm mächtigen Schutt beschlossen.

V. Die Basalttuff- und Basaltbildungen der Umgebung des Kemenesalja.

Die nordwestliche Hälfte des Balatonfelvidék (Balatonhochland) verflacht sich allmählich gegen die Rábaebene und hier erheben sich, wie schon an anderer Stelle erwähnt wurde, die symmetrischen Basaltkuppen des Somló und des Sághegy, dann der Kis-Somló und noch weiter, schon am Fusse des Kemenesalja, die kleinen Basalttuffhügel von Gércze, Sitke und Magasi und das zwischen Magyargencs—Marczaltő liegende Basalttuffgelände an dem Marczalflusse in der Nordostecke des Komitates Vas bei Egyházaskesző, welche gleichfalls noch zum Basaltgelände der Balatongegend, gleichsam als nordwestlichste Vorhut dieses grossen Eruptionsgebietes zu betrachten ist.

32. *Somlóhegy.*

Der Somlóhegy erhebt sich nördlich von Somlóvásárhely, einer isolierten Berginsel gleich und lenkt schon aus weiter Ferne die Aufmerksamkeit auf sich.[1] Er ist aus drei Kegelabschnitten aufgebaut, ebenso, wie der Szentgyörgyhegy und Badacson. Der untere, sanftgeneigte stumpfe Kegel lagert zwischen den Isohypsen 180—300 m und besteht aus pannonischem sandigen Ton und schotterigem Sande. Die vollkommensten Schalen von *Congeria ungula caprae* Münst. stammen aus dieser Gegend und aus diesen Schichten her. Am Mantel dieses unteren, sanftgeneigten, stumpfen Kegels befinden sich sehr wertvolle Weingärten, deren Boden durch den Basaltgrus, welcher aus dem Basalttuff, welchen den sanft abfallenden Kegel oben umgürtet, sowie von dem steileren aus Basalt bestehenden Kegel herabrieselt, stetig verbessert wird. Der Basalttuff bildet ebenso, wie am Szentgyörgyhegy, gegen Nordosten ein mehr zusammenhängendes Komplex, dessen Reste ich auch an der Westlehne in der Nähe der Kapelle aus den Weingärten auf Haufen geworfen antraf. Der zweite, steile, stumpfe Kegel fällt zwischen die Isohypsen von 300—400 m

[1] Der Somlóhegy wird auch schon von Beudant in seinem Werke Bd. II, S. 440 u. zw. mehrmals eingehend beschrieben. Ebendort bespricht er auch den Sághegy, die Basalttuffhügel von Miske und den Kis-Somló.

absoluter Höhe und besteht aus Basalt. Der Basalt weist an mehreren Stellen eine säulenförmige Absonderung auf, z. B. im Süden; es findet sich jedoch auch eine sehr schöne bankige Absonderung, besonders beim nördlichen Felsentore, wo sich beiläufig 10 m hohe, ein wenig gegen Norden zu (nach auswärts) geneigte, vertikale Blätter



Fig. 19. Der Somlóhegy von Süden aus.

gebildet haben. Das Felsentor führt in einen Talkessel und an seiner Westlehne folgt Basalttuff, gefritteter Sand, plattiger Sand, polyëdrischer und geblättriger Basalt aufeinander. Diese Lagerung weist darauf hin, dass sich die Eruption auch hier,



Fig. 20. Die Südwestlehne des Somlóhegy.

ebenso wie am Szentgyörgyhegy wiederholt hat und der gefrittete Sand bei Gelegenheit der zweiten Eruption so hoch emporgerissen wurde.

Der Bergscheitel besteht, in der Form eines flachen abgestumpften Kegels, aus schlackigem Basalt und stellenweise aus Stricklava.

33. *Sághegy.*

In der Nähe von Czelldömölk, zwischen den Ortschaften Ság und Mesteri erhebt sich dieser Berg in 291 m Höhe. Ebenso wie der Haláp oder der Csobáncz, ist auch dieser aus einem zweifachen stumpfen Kegel aufgebaut. Der untere, stumpfe Kegel befindet sich auf elliptischer Basis mit sanftgeneigtem Mantel zwischen den Isohypsen 140—220 m und besteht ebenso, wie der überwiegend grössere Teil der Basaltberge der Balatongegend aus pannonischem Sedimente, dessen oberer Rand am Nordabhange des Berges von Basalttuff umsäumt wird. Hier kommen jene papierdünnen sandigen Tonblätter vor, welche von K. HOFMANN besprochen wurden.[1] Der obere, steile, stumpfe Kegel besteht aus Basalt. Die gegen Alsómesteri blickende



Fig. 21. Der Sághegy von Westen aus.

(westliche) Lehne des Berges ist gut aufgeschlossen, indem sich dort ein Basaltsteinbruch befindet. An der der Gemeinde Ság zugewendeten (östlichen) Lehne sind bedeutende Abstürze zu sehen. Oben am Scheitelrande, besonders im nordwestlichen Teile befinden sich unvollkommen ausgebildete Säulengruppen. Die Säulenköpfe zeigen auch eine bankige Absonderung und auf dem Gipfel überwiegt gerade diese bankige Absonderung. Der Basalt des Sághegy ist grauer Anamesit mit grossen Olivinkörnern, stellenweise mit 2—5 cm mächtigen Doleritbändern, mit deren geologischer und mikroskopischer Beschaffenheit sich BÉLA v. INKEY[2] eingehend befasst hat.

34. *Kis-Somlóhegy.*

Nordwestlich von Jánosháza, nächst der Ortschaft Hegyeskissomló erhebt sich dieser Berg auf einer 150 m hohen Ebene 220 m hoch. Sein Fuss besteht aus schotterigem Sand, auf welchem steil (unter 30°—50 gegen Westen und Süden) einfallende und stellenweise beinahe auf ihre Kante gestellte Basalttuffschichten das vulkanische Produkt vertreten. Diese Basalttuffschichten haben unter der Erosion stark gelitten, sie sind aus ihrer ursprünglichen Lagerung herausgestürzt und in kleinere Gruppen zerrissen. Oben auf dem 220 m hohen Gipfel breitet sich ein beiläufig 2 m hoher und 20 m langer Geyserkegel mit nordsüdlicher Achse aus.

[1] HOFMANN K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. G.-Anst. III. Bd. H. 4. S. 124.

[2] INKEY BÉLA: Két magyarhoni Doleritről (Zwei ungarische Dolerite); Földt. Közl. Bd. VIII. S. 233.

35. *Die Basalttuffhügel von Sitke—Gércze.*

Nordwestlich vom Kis-Somlóhegy, zwischen dem Sághegy und Sárvár erheben sich am Rande der Rábaebene die Basalttufthügelchen von Sitke—Gércze, in welchen K. HOFMANN [1] prächtige Ruinen von isolierten Tuffvulkanen mit geöffneten Kratern beschrieben hat. Die Erosion hat die Basalttuffkonglomerat- und Breccienschichten aus ihrer ursprünglichen Lage gerückt und ich stimme auch meinerseits jener Bemerkung [2] A. SIGMUNDS bei, dass die Rekonstruktion der einstigen Vulkane eine sehr kühne Phantasie erfordert. Die lockeren Schichten wurden unter dem Basalttuff stellenweise ausgewaschen, demzufolge hier Abgleitungen entstanden sind. Die Basalttuffschichten fallen nicht gegen irgend einen der offenen Krater, sondern gegen diese Auswaschungen zu ein und haben sich gelegentlich der Dislokation hie und da gefaltet. Der Basalttuff bildet miteinander abwechselnde feiner und gröber gekörnte Schichten. Die grobkörnigen Schichten sind dünner, lockerer, die feiner gekörnten mächtiger, härter. Unter dem vulkanischen Trümmerwerk sind viele Olivinbomben aussen in Verbindung mit einer schlackigen Basaltkruste zu finden. Die Basalttuffschichten werden von senkrechten Spalten durchdrungen, welche von kohlensaurem Kalk, überwiegend Aragonit, dem Sedimente postvulkanischer Säuerlinge ausgefüllt erscheinen.[3]

36. *Die Hügel von Magasi.*

Bedeutend interessanter dürften die zwischen den Ortschaften Szeregény—Magasi sich erhebenden Basalttuffhügel sein. Die Hügel von Magasi ragen in der Form von zwei, in nord-nordwestlicher—süd-südöstlicher Richtung streichenden, sanften Hügelrücken aus der pannonischen schotterigen Sandfläche empor. Der östliche (gegen die Ortschaft Szeregény zu liegende) Hügel ist im Osten (Szeregény) in einem Steinbruche tief aufgeschlossen, von wo die Einwohner von Szeregény die Basaltbreccie als Baustein wegführen.

Im Steinbruche wechseln feinkörnige, hauptsächlich aus vulkanischer Asche bestehende und gröbere Basaltlapilli führende Schichten ab, in der Sprache der Steinbrucharbeiter „Schwaden“ (rendek) bildend. In diesen „Schwaden“ sind viele Basaltschollen, schlackige Basaltbomben und Mergelknollen enthalten. Der Steinbruch schliesst den Hügel in der Mitte in nord-südlicher Richtung auf. Er ist jedoch auch in ost-westlicher Richtung aufgeschlossen, und hier in den aufeinander vertikalen Profilen wurde eine gleichmässig periklinale Struktur beobachtet. Am Aussenrande des Hügels fallen die vulkanischen klastischen Gesteinschichten steil, beiläufig unter 50° ein und ihr Einfallen wird gegen die Hügelmitte zu allmählich sanfter. Diese Lagerung der Schichten zeugt von den Überresten eines kleinen stratovulkanischen Kegels. Der einstige vulkanische Kegel erscheint von aschigen und mit diesen abwechselnden lapilli- und bombenführenden Schichten der sich wiederholenden Eruptionen aufgebaut. Zu einem Lavaerguss ist es hier jedoch nicht gekommen.

[1] HOFMANN K.: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony; Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. G.-Anst. Bd. III. H. 4. S. 150.

[2] SIGMUND A.: Die Basalte Steiermarks. TSCHERMAK's Min. u. Petr. Mitteil. Bd. XVIII. S. 404.

[3] In einem Steinbruche des Herczeghegy von Sitke beobachtete und photographierte ich 1907 unter dem schieferigen Basalttuff kleine Basaltkegel, welche den Tihanyer Geyseritsprudeln gleichen. Diese sind die Ergebnisse von kleinen Basalteruptionen! — LÓCZY.

Von dem ursprünglich viel höheren vulkanischen Kegel hat die Erosion viel mit abgetragen.

In den westlichen (gegen die Ortschaft Magasi zu gelegenen) Basalttuffhügeln sind auch Steinbrüche vorhanden, in diesen zeigt sich jedoch die Struktur nicht so deutlich. Diese Steinbrüche schliessen kleinkörnige schlammig-aschige und gröbere Lapilli und Bomben führende Schichten auf, in welchen auch kohlensaure Kalkadern vorkommen. Die intensivere vulkanische Eruption, welche Lapilli, Basaltbomben und die Schollen der durchbrochenen sedimentären Schichten zutage gefördert hat, scheint durch eine Tätigkeit von geringerer Intensität abgelöst worden zu sein, während der sich bloss schlammiges, siedendes Wasser ergossen hat. Die vulkanische Tätigkeit ist dann geradeso, wie an mehr als einer Stelle der Balatongegend, mit kohlensauren Quellen erloschen.

37. *Das Basalttuffgebiet der Umgebung von Marczaltő.*

— Von LUDWIG V. LÓCZY. —

In der Nordostecke des Komitates Vas, zwischen Magyargencs und Egyházaskesző breitet sich am linken Ufer des Marczalflusses zwischen zwei sumpfigen Inundationsebenen ein niedriger Hügelrücken aus. Auf diesem liegt das Dorf Egyházaskesző, dessen ganzer Intravillan auf geschichtetem Basalttuff steht. Am NW-, W- und SW-Rande des Dorfes befinden sich Steinbrüche und auch die Brunnen im Dorfe reichen alle bis 8—10 m in den Basalttuff hinab.

Auch südwestlich von der Ortschaft neben dem Fusspfade, welcher nach Magyargencs führt, gibt es Steinbrüche. Auf den der Nordostecke des Rongát-Waldes gegenüber liegenden Ackerfeldern liegen aber aus Fladenlava bestehende Basaltstücke und andere Blöcke umher, aus welchen auf ein verborgenes Basaltdyke zu schliessen ist.

Südlich von der bischöflichen Schafhürde im Gemeindegebiete von Magyargencs wird im Walde in der grossen Grube des Herrn Grundbesitzers v. HERTELENDY der Basalttuff in einer Mächtigkeit von 5—6 m abgebaut. Gegen Südwesten zu verliert sich der ziemlich ausgebreitete Basalttuffausbiss, welcher auf dem Gelände nicht von der Terrainfläche des Schotters und Sandes absticht, unter dem altpleistozänen Schotter des Kemenesplateaus.

Im allgemeinen besteht dieser dünn geschichtete Basalttuff von Marczaltő aus horizontal gelagerter feiner Asche und eckigen kleinen Lapilli. Es gibt aber auch faust-, ja sogar kinderkopfgrosse Basaltstücke. Das Fallen der Schichten an der NE-Seite der Ortschaft beträgt 10° gegen WSW zu, am Westende des Dorfes aber 25° gegen NNE zu; in Magyargencs lagern die Schichten horizontal.

IV. ABSCHNITT.

DIE PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER BASALTISCHEN GESTEINSTYPEN DER BALATONGEGEND.

Der Basalt der Balatongegend wird zuerst von ASBÓTH im Jahre 1803 in seiner: „Reise von Keszthely im Szalader Comitate nach Veszprim“ betitelten Mitteilung erwähnt Auf S. 53 der kleinen Abhandlung werden die schwarzen Basaltsäulen des Szentgyörgyhegy erwähnt, auf S. 56 aber wird vom Badacsony folgendes berichtet: „Schon unten auf dem sanfteren Abhange desselben ist der Weg ganz mit Basaltstückchen und einem andern lavaartigen porösen grauen Gesteine bedeckt“.

CHRISTIAN ANDREAS ZIPSER zählt in seinem Handbuche: „Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn“, welches im Jahre 1817 in Sopron erschienen ist, auf S. 289 folgende Basaltvarietäten auf:

„1. Basalt, säulenförmiger, durch Verwitterung abgerundet; auf den isolierten Bergen Csobáncz, St.-György, Haláp.

2. Basalt, tafelförmig geschichtet; auf dem Badatson, nächst Szántó bey Keszthely.

3. Basalt bituminöser, bey Rezivár.

4. Basalt, zerstückt als Basaltkugeln, in Csobáncz.

5. Basalt, einer porösen Lawa nicht unähnlich (poröser Basalt); am Badatson, am Tátika, St.-György.

6 Basalt, gemengt am Badatson“.

ZIPSER stellte den Basalt dem mineralogischen Systeme WERNERS gemäss (Annal. d Welteranschen Gesellschaft für d. g. Naturk. Bd. III, Heft 1, S. 43.), in die Klasse der erdigen Minerale und in die Gattung der Tone. WERNER und seine Schule versah den Basalt, als Gestein, mit dem Kollektivbegriff „Grüngestein“, die französischen Petrographen hingegen (von denen BRONGNIART den Diabas und den Trappit, HAUY aber den Diorit und den Aphanit von dem Grüngestein abgesondert hat) haben auch diese eigentümliche und von allen anderen geologischen Formationen abweichend auftretende Gesteinsart erkannt, ja vom kleinkörnigen kompakten Basalt sogar eine gröber gekörnte Varietät abgesondert, welche BRONGNIART Mimose und HAUY Dolerit benannte. Alle beiden Benennungen beziehen sich darauf, dass diese Gesteinsart mit anderen leicht verwechselt werden kann (μίμος = nachahmend, δολὸς = täuschend)

Zu dieser Zeit — im Jahre 1818 — wurde Ungarn und auch die Balaton-

gegend durch einen der Besten der französischen mineralogisch-petrographischen Schule: durch BEUDANT bereist. Er ist der erste, der die mineralischen Bestandteile unserer Basalte beschrieb.[1]

Nach BEUDANT gehören alle unsere Basalte zu den feinkörnigen (nicht doleritischen) eigentlichen Basalten, doch sollen oryktognostisch in dieser Art selbst mehrere Varietäten unterschieden werden können, nämlich: dichter Basalt, zelliger Basalt, poröser Basalt und schlackiger Basalt. Als dichten Basalt führt BEUDANT den Basalt der Somlókuppe, des Sághegy und des Vindornyaszőlőser Plateaus an und unterscheidet darin als zusammengesetztes Gestein eine Grundmasse und eingeschlossene mineralische Gemengteile. Die Hauptsubstanz der Grundmasse ist Feldspat, betreffs der färbenden Bestandteile ist er aber unsicher, weil diese — wie er schreibt — mit gleichem Rechte für Magneteisen, Amphibol oder Augit gehalten werden können. Unter den eingeschlossenen Mineralien unterscheidet er Feldspat, Amphibol, Augit, Olivin und titanhaltiges Magneteisen. Alle diese Bestandteile bespricht er ausführlich. Vom Feldspat wird hervorgehoben, dass derselbe sehr oft in kleinen Kristallen vorkommt, obwohl er oft wegen seiner Winzigkeit nur mit der Lupe und wegen seines Glanzes kenntlich ist, weil die färbenden Gemengteile auch ihn in dunkler Farbe erscheinen lassen. In verwitterten Partien ist er daran zu erkennen, dass er zu Kaolin geworden ist. Im Basalte des Somló bildet der Feldspat ganze Nester und verleiht dem Gesteine eine granitische Struktur. Hier erscheint er als fremder Einschluss, obwohl er durch chemische Absonderung entstanden ist. Amphibol ist — nach BEUDANT — häufiger als Augit, welchen er in den Bakonyer Basalten nirgends beobachtete; diese zwei Minerale hat BEUDANT offenbar miteinander verwechselt. Der Olivin dagegen wird treffend charakterisiert. Derselbe kommt in kleinen Körnern vor — berichtet BEUDANT — ist selten lichtgrün, grösstenteils gelblichgrün, zuweilen sogar auch rötlich. So grosse Olivinnester, wie sie in den böhmischen und französischen Basalten vorkommen, konnte BEUDANT in unseren Bakonyer Basalten nicht beobachten; das grösste Olivinnest von Wallnussgrösse fand er am Basaltplateau des Kapolcs. Der Magnetit ist häufig, kann aber mit freiem Auge selten wahrgenommen werden. Schliesslich wird hervorgehoben, dass unter allen diesen Bestandteilen der Feldspat und der Olivin die gewöhnlichsten sind.

Aus dem dichten Basalte sondert BEUDANT den zelligen und den porösen Basalt nur oryktognostisch, oder nach seinem Gewebe ab. Der zellige Basalt tritt nach ihm nicht als selbständiges Gestein auf, sondern hängt immer mit dem dichten Basalt zusammen; in der Masse des dichten Basaltes sind nämlich stellenweise zellige Partien wahrzunehmen. Auch den porösen Basalt betrachtet BEUDANT nur eher als eine Varietät des dichten Basaltes, weil er mit diesem an vielen Stellen zusammenhängt. Hierher gehören jene Basalte im oberen Teile des Szentgyörgyhegy, welche zwischen den Säulen und dem schlackigen Basalt des Gipfels lagern sie stellen mit ihrer unvollkommen säuligen Absonderung einen interessanten Kontrast gegenüber den scharf umgrenzten Säulen des dichten Basaltes dar und führen zu den schlackigen Basalten hinüber. Der schlackige Basalt fällt zuweilen durch seine glasige oder halbglasige Grundmasse und seine schwärzliche Farbe auf. Seine Bestandteile scheinen — so schreibt BEUDANT — Feldspat und Brauneisenerz zu sein. Unter den eingeschlossenen Gemeng-

[1] BEUDANT: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie III. Bd. VI. Kap.

teilen kommt am häufigsten Olivin vor. Im grossen und ganzen erinnert der schlackige Basalt sehr an die Lavaschlacke der rezenten Vulkane, und zwar umso mehr, als sich darin auch Bomben finden.

Auch die Einschlüsse fremden Ursprungs und die sekundären Bildungen des Basaltes werden von BEUDANT erwähnt. Unter die fremden Einschlüsse zählt er die in dem schlackigen Basalte des Somló und des Szentgyörgyhegy gefundenen eckigen Quarzstücke, und bemerkt von diesen, dass sie Sprünge aufweisen und dass ihre Oberfläche, dort wo sie mit dem Basalte in Berührung gekommen, wie geschmolzen und halb verglast erscheint.

Von sekundären Bildungen erwähnt er in den Poren des schlackigen Basaltes des Somló, des Szentgyörgyhegy und der Umgebung von Kapolcs vorkommenden Aragonit und den im Gesteine des Basaltplateaus von Vindornyaszőlős gefundenen Apophyllit und hebt hervor, dass diese sekundären Formationen in den Blasenhöhlungen nicht auftreten.

BEUDANT untersuchte die dünnen Splitter unserer Basalte unter scharfer Lupe und die Ergebnisse, zu welchen er gelangte — diese primitive petrographische Methode in Betracht genommen — sind wirklich bewunderungswürdig, besonders, wenn man bedenkt, dass TH. ANDREW z. B. noch ein Menschenalter nachher, im Jahre 1853 schreibt, dass die Hauptbestandteile des Basaltes: Augit, ein farbloses, glasig glänzendes, mit dem Zeolith übereinstimmendes Mineral und — Schwefelkies sind. (Poggendorff's Annalen 1853, LXXXVIIII, 321.). Bis zum Jahre 1858 ist in der gesamten internationalen Fachliteratur alles in allem nur jener Fortschritt zu verzeichnen, dass C. C. LEONHARD zwischen den grobkörnigen Dolerit und den kleinen, feinkörnigen Basalt den Anamesit einfügte, jene basaltischen Gesteine, «die zwischen dichten Basalten und ausgezeichneten Doleriten in Mitte stehend, bald ersteren bald letzteren in Merkmalen näher stehen».

Im Jahre 1858 erschloss der Engländer HENRY CLIFTON SORBY mit seinem klassischen Werke: „On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks“ der petrographischen Forschung einen neuen Weg, indem er das mächtige Instrument der modernen naturwissenschaftlichen Forschung, das Mikroskop anwendete, um die verborgenen Eigenschaften der anorganischen Welt zu ergründen. Unter den deutschen Geologen benützte der berühmte G. vom RATH gleich im Jahre 1860 das Mikroskop bei der Beschreibung der Gesteine des zum Siebengebirge gehörigen Löwenberges, und MAX DIETERS untersuchte im folgenden Jahre (1861) schon die dünnen Schliffe der 4 basaltischen Gesteine des Siebengebirges. Unter den österreichischen Geologen hat jedoch der hochgelehrte G. STACHE und der vielgereiste F. STOLICZKA von den basaltischen Gesteinen der Balatongegend nur noch makroskopisch Erwähnung getan. G. STACHE schreibt von den Basalten der Balatongegend in petrographischer Hinsicht in seinem: „Basaltterrain am Plattensee“ betitelten Berichte auf S. 148 im ganzen nur so viel:

„Die Basalte sind zum grössten Theile d i c h t u n d v o n d u n k e l s c h w a r z e r bis dunkelgrauer Farbe und zeigen undeutlich und unregelmässig eingesprengten Olivin, oder auch ziemlich regelmässig durch die Grundmasse vertheilte deutliche, aber kleine Olivinkrystalle. — R u n d l i c h k ö r n i g e Basalte treten besonders am Berge bei Mentshely und am Kabhegy auf. — B a s a l t - M a n d e l s t e i n e o d e r überhaupt Anlage zur Mandelbildung haben die Basalte des Szigliget und

Hegyesdkő. — Zellige und poröse Basalte, die gleichsam den Übergang bilden zu den leichten basaltischen Laven, kommen fast an allen Punkten vor.

Die basaltischen Laven sind entweder fein porös oder klein- bis grosszellig, ohne irgend welche mandelsteinartige Einschlüsse in den Zellen. Sie sind von rothbrauner oder schwarzer bis schwarzgrauer Farbe und von grosser Leichtigkeit; und zwar sind sie um so leichter, je grosszelliger sie sind" (l. c. S. 148).

Es sind dies — nach mehr als einem Menschenalter — noch immer die Beudantschen Ansichten, zudem mit wesentlichen Mängeln behaftet, wird doch in der Beschreibung Staches von dem Feldspat- und Magnetitgehalte des Basaltes, mit dessen Erkentnis Beudant seiner Zeit so mächtig vorangeeilt war, keine Erwähnung getan.

Auch Ferdinand Stoliczka berichtet im Jahre 1863 vom Basalte des Sághegy nur folgendes: „Das Gestein ist dichter Anamesit, der in einer lichtgrauen, feinkörnigen Grundmasse sehr viele Olivinkörner und zerstreut auch Magneteisenkrystalle enthält. Mitunter sind einzelne Glimmerblättchen sichtbar".[1]

In der Mitteilung Staches ist an einer Stelle zwar folgendes zu lesen: „In petrographischer und mineralogischer Beziehung zeigen die Gesteine in vielfacher Hinsicht die grösste Ähnlichkeit mit böhmischen und mährischen Basaltvorkommen", dies ist jedoch nur eine makroskopische Ähnlichkeit, weil die Basalte Böhmens durch Dr. Emanuel Bořicky erst im Jahre 1873, die des Bakony aber durch Karl Hofmann erst in den Jahren 1875—78 eine eingehende mikroskopische Untersuchung erfuhren.

Gegen Ende der 60-er und zu Beginn der 70-er Jahre war nämlich der Basalt in der internationalen Fachliteratur der Gegenstand einer umfassenden und tiefgehenden mikroskopischen Untersuchung. Die Grundlage gab Ferdinand Zirkel in seinem Werke: „Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine, Bonn 1870", in welchem nachgewiesen wird, dass unter den Basalten feldspat-, nephelin- und leucitführende Arten unterschieden werden müssen. Diese grundlegende Arbeit Zirkels, welcher allsogleich Sandbergers Werk über die Dolerite und einige Basaltgesteine und Möhls die glasreichen Basalte behandelnde Arbeit folgte, war schon allgemein verbreitet, als J. v. Böckh in den Jahren 1872—74 sein Werk: „A Bakony déli részének földtani viszonyai" (Die geologischen Verhältnisse des südlichen Bakony) herausgab. J. v. Böckh fühlte, dass der Abschnitt: „Der Basalt und seine Tuffe" seines Werkes mangelhaft wäre, wenn dieser die mikroskopische Beschreibung entbehren müsste. Daher forderte er Karl Hofmann — welcher schon im Jahre 1868 eine mikroskopische Mitteilung über den Szigligeter Basalttuff publizierte — auf, die im Süd-Bakony gesammelten Basaltexemplare mikroskopisch zu untersuchen. Karl Hofmann leistete dieser Aufforderung bereitwilligst Folge und untersuchte allsogleich folgende Gesteine mikroskopisch: 1. die Gesteine vom Gipfel und Fusse des Kabhegy, des Oláhhegy, des Tikhegy, des Agártető und des Haláphegy an der Basaltlinie Kabhegy—Haláp, 2. die Gesteine des Királykő—Feketehegy, des Csobáncz, wie auch des Köveshegy, des Kopasztető, des Hegyesd und des Szentgyörgyhegy an der Basaltlinie Királykő—Szentgyörgy, 3. den Basalt des Halomhegy, des Gulácshegy und des Szigliget an

[1] Stoliczka F. Dr.: Uebersichtsaufnahme des südwestl. Theiles v. Ungarn; Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XIII. Bd. S. 20.

der Basaltlinie Halomhegy - Szigliget und 5. das Gestein des Badacson an der Badacson—Kissomlóer Basaltlinie.

Im ersten Abschnitte seiner grossen Monographie: „A déli Bakony bazaltkőzetei“ (Die Basaltgesteine des südlichen Bakony) bietet er eine musterhafte Beschreibung der kompakten Basalte von den oben angeführten Stellen mit besonderer Rücksicht auf die Paragenesis der Mineralbestandteile.

Die Hauptergebnisse der petrographischen Untersuchungen KARL HOFMANNS lassen sich auf Grund der Schlussbetrachtung des zweiten Teiles seines Werkes folgendermassen zusammenfassen:

KARL HOFMANN unterscheidet im Basalte ursprüngliche und sekundäre Gemengteile. Die sekundären aber, welche eine nur untergeordnete Rolle spielen, werden nicht ausführlicher behandelt.

Zu den ursprünglichen Gemengteilen gehören: der Augit, Plagioklas, Olivin, Magnetit, Ilmenit, Apatit, Nephelin, Glas, ferner Hornblende und Picotit.

HOFMANN bespricht diese Gemengteile einzeln und sehr ausführlich und ist auch bestrebt die Gesetzmässigkeit ihrer Ausscheidung festzustellen. Er teilt die angeführten Bestandteile in drei Gruppen. Vor allem wird hervorgehoben, dass der Olivin, der noch ältere Picotit und der Amphibol, als untergeordneter lokaler Gemengteil, den anderen Gemengteilen gegenüber mit fremdartigem Charakter, als präexistierendes Mineral auftritt und „sozusagen ein plutonischer Einschluss im vulkanischen Gesteine“ ist. Den Olivin und Picotit leitet er aus den hypothetischen Olivinfelsen ZIRKELS ab und sagt, dass diese beiden Minerale „in plutonischen Regionen aus dem basaltartigen Magma gesaigert wurden“.

Diesen plutonischen Mineralien schliesst sich seiner Meinung nach auch der Apatit an, welcher „immer in der Anfangsphase des Entglasungsprozesses unserer Basaltlaven ausgeschieden wurde“.

In zweiter Reihe bespricht HOFFMANN die erzigen Gemengteile, nämlich den „einander vertretenden“ Magnetit und Ilmenit. Vom Magnetit weist er nach, dass dieser in kleinen Körnchen vorhanden und titanhaltig ist. Ausserdem ist er der erste in der Literatur, der von den dünnen, sechseckigen Lamellen des Ilmenits nachweist, dass diese im Dünnschliffe durchsichtig werden „und zwar je nach der Schichtenstärke in einer dunkleren und helleren nelkenbraunen Farbe“, ferner dass dieselben optisch einachsig sind und an ihnen kein Dichroismus wahrgenommen werden kann. Da er durch die mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe zu jener Beobachtung gelangt ist, dass „jedes Gesteinexemplar einen ausschliesslichen oder vorherrschenden Magnetitgehalt aufwies, welcher aus geringeren Ausbrüchen oder aus den oberen Regionen ansehnlicherer Basaltberge entstammt“ . . . . . „vorherrschenden Ilmenit hingegen, bei verschwindend kleinem Magnetitgehalte, haben nur aus dem unteren Teile von mächtigeren Basaltbergen herstammende Gesteinexemplare“ aufgewiesen, geriet er auf die Konklusion, dass der Magnetit bei niedrigen, der Ilmenit bei höherem Druck ausgeschieden wurde.

Schliesslich befasst er sich mit der Erörterung der Hauptgemengteile: mit dem Augit und dem Feldspat. Der Augit ist der am meisten verbreitete Gemengteil, welcher „kurze säulenartige Kriställchen, mehr unregelmässige Körner und längliche Mikrolithen bildet“. „Die grösseren und gewiss früher ausgeschiedenen Augitindividuen sind von mehr unregelmässiger Gestalt, jedenfalls teilweise infolge der während

ihrer Förderung in der Lava erlittenen grösseren Reibung." Er erwähnt auch Augitakkumulationen und mikroporphyrartig eingesprengte Augitkristalle, welche von den anderen Augiten der Gesteinmenge ein wenig abweichen und von welchen er daher geneigt ist anzunehmen, dass dieselben fremden Ursprunges sind. „Die Augitausscheidung hat schon in einer frühen Phase des Entglasungprozesses begonnen." Der Plagioklasgehalt — schreibt er — schwankt bedeutend mehr, seine Ausscheidung begann ebenfalls schon sehr früh. „Mit der grössten Quantität und zugleich mit den grössten Dimensionen der herrschenden Individuen findet er sich in den am vollkommensten entglasten, normalen, anamesitartigen Basalten unseres Gesteinmaterials . . . in den feineren, körnigen und dichten Basalten . . . sinkt die relative Quantität und die Grösse der herrschenden Individuen augenscheinlich." Auf Grund der Szabó-schen Flammenreaktion gehört er in die Andesin-Reihe.

Eine noch bedeutendere Schwankung weist der Nephelingehalt, dessen Ausscheidung „in der letzten Phase des Entglasungprozesses der Bakonyer Basaltlaven vor sich gegangen ist". Er wurde von Hofmann in der Form des Möhl'schen Nephelinglases beobachtet, doch wird er auch im Gesteine vom Halomhegy und Szigliget in Kristallform erwähnt. Das allerletzte Erstarrungsprodukt ist der Glasrest. Alsdann stellt Hofmann auch die Ausscheidungs- und Mischungsverhältnisse der Bakonyer Basalte graphisch dar und gelangt auf Grundlage der erörterten Gemengteile zu dem Schlusse, dass unsere Bakonyer Basalte zwar in die Klasse der Feldspatbasalte gehören, da sie jedoch diese „nebst ihrem Plagioklasgehalt, in allen vollkommener entglasten Exemplaren beständig Nephelin in ziemlich reichlicher Quantität führen, erscheint es offenbar, dass unsere Gesteine, betreffs ihrer Mischung, in der Klasse der Feldspatbasalte eine überbrückende Stellung zu Zirkel's Nephelinbasalten einnehmen". Vom Standpunkte ihrer Entwickelung aber können diese „so, wie ihr Entglasungsprozess unter überwiegend hohem, oder überwiegend niedrigerem, oder aber wesentlich verändertem hohem und niedrigem Druck vor sich gegangen ist — als Ilmenit-Basalt, Magnetit-Basalt und als gemischtes (Magnetit-Ilmenit führendes) Gestein zwischen diesen beiden" unterschieden werden.

Zum Ilmenitbasalt zählt Hofmann den Basalt aus der Sohle der mächtigeren Basaltberge: des Kabhegy, Feketehegy, des Királykő, des Szentgyörgy und der Haláp-berges, „Magnetitbasalte sind die Gesteinsmassen der Gipfelregion derselben oder anderer ansehnlicher Basaltberge, sowie die Gesteinsmassen der kleineren selbständigen Basaltausbrüche des Gebietes. Als Mischlingsgesteine erwiesen sich die Basaltproben von mittleren Verhältnissen des Vorkommens (Tikhegyer Gestein) (S. 226).

Auf Grundlage der Erstarrung unterscheidet er schliesslich: 1. normal erstarrten Ilmenitbasalt Sohle des Kabhegy, Feketehegy, Királykő, Szentgyörgy und des Halápberg, 2. normal erstarrter Magnetitbasalt (tiefere Zone der Gipfelregion des Badacson), 3. anormal erstarrter (unvollkommen entglaster) Magnetitbasalt (Blocklavenschlacke des Szentgyörgygipfels) und 4. anormal erstarrter (am unvollkommensten entglaster) Magnetitbasalt (Fladenlava des Hegyesd und des Szigliget).

Seit dieser grundlegenden, ausführlichen und tiefgehenden Arbeit Karl Hofmann's haben sich unsere die Basalte der Balatongegend betreffenden Kenntnisse nur sehr spärlich und in langen Zeiträumen erweitert.

B. v. Inkey besprach unter dem Titel: „Két magyarhoni Dolerit" (zwei ungarische Dolerite) in der am 5. Juni 1878 abgehaltenen Fachsitzung der ung. Geologischen Gesellschaft jene zwei grobkörnigen, doleritischen Basalte, von denen einen im süd-

westlichen Teile des Komitates Sopron, am Gipfel der Pálhegy genannten Basaltkuppe er selbst entdeckt hat, während der andere von J. v. Szabó am Sághegy gesammelt wurde.

F. Schafarzik erwähnt in seiner Arbeit: „Beiträge zur Geologie des Bakony" (Geol. Mitteil., Bd. XX, Heft 1., Jahrg. 1890.) Biotit im Basalt des Királyhegy bei Kapolcs als eine Seltenheit, welcher sich in zwei Exemplaren fand, ein einige Millimeter grosses Stück und ein Kristallsplitter von ungefähr 2 cm Durchmesser.

A. Sigmund schreibt in den Jahren 1895—98 in seiner hervorragenden petrographischen Studie: „Die Basalte der Steiermark" über die Basalte der Balatongegend folgendes: „Aus den überaus klaren und anschaulichen Darstellungen Hofmann's und nach Durchsicht einer Anzahl von Dünnschliffen gelangte ich zu dem Schlusse, — schreibt er auf den letzten Seiten seiner Arbeit —, dass die überwiegende Mehrzahl der Basaltgesteine des südlichen Bakony, wie jene des Eruptivgebietes bei Klöch und am Steinberge bei Feldbach, der Familie der Basanite angehört und den Gesteinen, die heute als Nephelinbasanite bezeichnet werden, entspricht. Der Rest jedoch, nämlich die der Blocklava des Seindl analoge Oberflächenfazies des Nephelinbasanits des Szt.-Györgyhegy und anderer Basaltberge, die Fladenlava des Hegyesd und der den Palagonittuff des Szigligeter Schlossbergs durchbrechende Gang gehört den Basanitoiden (Bücking) an ... Dem Bakony fehlen jedoch gänzlich echte Feldspatbasalte ... ein Nephelinit ... und ein echter Limburgit".[1]

Da diese Äusserungen Sigmund's mit den Endresultaten der Untersuchungen Karl Hofmann's vielfach im Gegensatze stehen, war es an sich schon wünschenswert, die Basalte der Balatongegend einer neueren, eingehenden mikroskopischen Untersuchung zu unterwerfen. Über die Hauptresultate meiner Untersuchungen, legte ich bereits in der Fachsitzung der ung. Geologischen Gesellschaft am 4. Mai 1904 Rechenschaft ab und bietet gerade diese Abhandlung mit einigen neueren Daten ergänzt den Stoff zu den folgenden Zeilen.

Die Basalte der Balatongegend können nach meinen Untersuchungen in folgende Typen eingeteilt werden: I. Magnetit-Ilmenit-Basanitoid, II. Ilmenit-Magnetit-Feldspat-Basalt, III. Limburgitoid und IV. Limburgit.

I. Magnetit-Ilmenit-Basanitoid.

— Typus von Szigliget. —

Die hiehergehörigen Gesteine unterscheiden sich von den anderen Typen ganz entschieden durch ihre gelbliche oder gelblichbraune Glasbase, welche sich als Mezostasis zwischen die anderen Gesteingemengteile hineinzwängt. Sehr charakteristisch für diese Glassubstanz ist, dass sie beständig mehr oder minder regelmässig verteilte Ilmenitnadeln, Ilmenittrichite enthält (S. Fig. 1 auf Taf. I.).

Derartige Trichite aus dem dunkeln Magmabasalte des Kaninchenberges bildet Bořicky[2] in seinem grossen, über Böhmens Basalte geschriebenen Werke in Fig. 1 auf Taf. I. ab.

[1] Sigmund A.: Die Basalte der Steiermark; Tschermak's Min. u. Petr. Mitteil. (Neue Folge) Bd. XVIII. S. 405--406.

[2] Bořicky: Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag. 1873. S. 49. und 267. Taf. I, Fig. 1.

Die Gemengteile der ersten Generation sind in der Reihenfolge ihrer Ausscheidung: Picotit, Apatit, Magnetit, Olivin, Augit und Feldspat.

Der Feldspat ist teils Plagioklas mit Zwillingslamellierung, nach dem Albitgesetze, teils ein im Durchschnitt rhombenförmiger, keine Lamellierung aufweisender Feldspat, welcher wahrscheinlich Natronorthoklas oder Natronmikroklin ist.

Ausser der erwähnten gelblichbraunen Glasbasis kommt auch noch eine farblose, optisch misotrope Nephelinitoid-Mezostasis vor.

Picotit bildet im Olivin kleine Einsprenglinge.

Apatit erscheint in sehr grosser Menge in der Form von langen, wasserklaren Nadeln. Ausser dem Magnetit und dem Olivin ist derselbe in den gesamten anderen Gesteingemengteilen und auch im Mezostasisglase vorhanden. Er durchsetzt häufig mehrere Gemengteile.

Magnetit kommt zumeist in gut begrenzten dunklen, ganz schwarzen, undurchsichtigen Individuen in allen später ausgeschiedenen Gemengteilen vor. Im Gestein der Szebike-Sohle erscheint er auch in schönen Trichiten.

Olivin ist überhaupt der grösste und auffallendste Gemengteil. Er ist auch mit freiem Auge sehr deutlich sichtbar. Gewöhnlich findet man diesen in kristallographisch gut begrenzten idiomorphen Individuen; aber auch aus allotriomorphen Körnchen gebildete Aggregate fehlen nicht.

Im Olivin des Gesteines von Fonyód fand ich eine Zwillingsverwachsung nach (011) $\breve{P}\infty$. Er ist sehr häufig magmatisch korrodiert.

Infolge der magmatischen Resorption sind nicht nur seine Kanten abgerundet, sondern man findet auch grössere und kleinere Vertiefungen, schlauchartige Aushöhlungen in demselben, welche von der Grundmasse ausgefüllt sind. (Siehe Taf. I, Fig. 2.)

Magnetit- und Glaseinschlüsse kommen darin häufig vor.

Der Olivin ist oft sehr stark verändert. In dieser Hinsicht sind übrigens ziemlich grosse Abweichungen zu beobachten. Er ist selten gänzlich unversehrt, wie z. B. im basalen Gesteine des Szebike und des Tátika, gewöhnlich ist er von einem gelblichen oder gelblichbraunen, breiteren oder schmäleren Saum umgeben, oder er ist infolge der Oxydation seines Eisengehaltes in seiner ganzen Masse gelblichbraun geworden.

Diese Veränderung schreitet von aussen nach innen vor und es erscheinen die durch magmatische Resorption verursachten Aushöhlungen dementsprechend von einem gelblichen oder gelblichbraunen Saum umgeben.

Bei diesen Olivinen ist manchmal an den Rändern ein äusserst schmaler, faseriger Streifen wahrnehmbar. An andern Stellen wieder zeigt sich am Olivin eine beginnende Serpentinisierung.

Die Umwandlung in Serpentin beginnt längs der Sprünge und es ist damit auch eine Kalzitausscheidung verbunden.

Der Augit ist blass violett und zeigt eine starke Dispersion, was auf Titanaugit schliessen lässt. Er kommt in gut begrenzten, meist idiomorph prismatischen Kristallen vor.

Von den die Kristalle begrenzenden Flächen können folgende festgestellt werden: (100) $\infty P \bar{\infty}$, (010) $\infty P \grave{\infty}$, (110) ∞P und (111) P.

Zwillinge nach (100) sind häufig und bestehen bald aus nur zwei Individuen, bald aber sind sie polysynthetisch.

Kreuz- oder strahlenförmig angeordnete knäulenartige Verwachsungen, so wie sie H. ROSENBUSCH im Limburgit des Kaiserstuhls erwähnt[1] und von welchen er in seinem petrographischen Handbuche eine sehr gelungene Abbildung bringt,[2] sind häufig zu sehen (z. B. im Gesteine des Szigligeter Ganges).

Ihr Pleochroismus ist sehr stark: $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ = graulichgelb, $\mathfrak{c}$ = violettgrau. Ihre optische Orientierung ist $c : \mathfrak{c} = ca\ 40^{\circ}$.

Der zonare Aufbau, besonders ein spezialer Fall desselben, die sogenannte „Sanduhrstruktur" ist eine äusserst verbreitete Erscheinung

Auf die zonare Bildung weist auch KARL HOFMANN hin; die Erscheinung der Sanduhrstruktur aber wurde von B. v. INKEY im Jahre 1878 an den Augiten des Dolerits vom Sághegy beschrieben.[3]

Die Sanduhrstruktur hat übrigens ihre eigene Literatur.

Eingehender befasst sich damit zuerst BLUMRICH, sogleich nach ihm BRÖGGER und BECKE, dann wieder strebt GRABER die Lösung der Frage an. Die sich darauf beziehende Literatur fasst A. PELIKAN[4] sehr schön zusammen.

An den Augiten der in Frage stehenden Gesteinstypen fügen sich die Sektoren zwischen gekreuzten Nikols mit trapezoidartigen scharfen Konturen aneinander; unregelmässige Konturen, wie sie RINNE[5] erwähnt und abbildet, habe ich in keinem Falle wahrgenommen.

Jener Voraussetzung RINNES, dass die sanduhrförmigen Augite ursprünglich Kristallskelette waren, welche durch das Magma teilweise aufgelöst und später regelrecht ergänzt wurden, kann ich mich daher nicht anschliessen, ich pflichte vielmehr A. PELIKAN bei, der mit Hilfe der SÉNARMONTschen Experimente den Nachweis erbrachte, dass jene Meinung, als wäre zuerst das Skelett entstanden und die Lücken des Skelettes erst nachher ausgefüllt worden, ganz unhaltbar und dass die Sanduhrstruktur eine besondere Art des Schichtenwachstums ist.[6]

Aus Augitkristallen aggregierte Knollen, „Augitaugen" sind sehr häufig.

Sehr interessant sind auch jene Augitmikrolithe, welche sich im Gesteine aus der Umgebung des Kálomis-Sees um Quarzeinsprenglinge herum finden.

Der Quarz ist kreuz und quer rissig und zeigt eine typische kataklastische Struktur. Die Konturen der kleinen Quarzbrocken sind abgerundet und von einem wunderschönen Augitmikrolithenkranze umgeben.

Diese Quarzstückchen wurden durch das Magma aus dem pontischen Sande mitgerissen.

Ein solcher Augitmikrolithenkranz ist auf meiner vom Dünnschliffe des Sátormálgesteines angefertigten Zeichnung sichtbar. (Siehe Fig. 22.)[7]

Die Feldspate können in zwei Gruppen eingeteilt werden.

---

[1] ROSENBUSCH H.: Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls; Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geol. u. Palaeont. Jahrg. 1872. S. 45.

[2] ROSENBUSCH H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I. Tafe XVIII. Fig. 5.

[3] INKEY BÉLA: Zwei ungarische Dolerite; Földt. Közl. (Geol. Mitteil.) VIII. Évfolyam. 1878. S. 223.

[4] PELIKAN A.: Ueber den Schichtenbau der Krystalle; TSCHERMAK's Mineral. Petr. Mitteil. (Neue Folge) Bd. XVI. S. 3.

[5] RINNE FR.: Der Dachberg, ein Vulkan des Rhön; Jahrb. d. k. Preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. zu Berlin für d. Jahr 1886. Abhandl. S. 6. Taf. XIII. Fig. 1.

[6] L. c. S. 2.

[7] Vergl. noch ANDREAS HENNIG: Basalttuff von Lillő; Centralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1902. S. 359

Ein Teil besteht aus scharf begrenzten, Zwillingsstreifung aufweisenden Kristallen, welche nicht näher bestimmt werden konnten. Die auf den zur Fläche (010) nahe liegenden Schnitten wahrnehmbare Auslöschung weist jedoch auf einen basischen Plagioklas hin. Hierher gehören auch noch jene Plagioklase, welche als Aggregate eine undulatorische Auslöschung zeigen.

Ausser diesen Plagioklasen kommen noch nicht scharf begrenzte oblonge, rhombische Feldspatschnitte vor, an welchen nicht einmal eine Spur von Zwillingsstreifung zu sehen ist.

Es ist für diese Feldspate mit verschwommenen Konturen sehr charakteristisch, dass in ihre Ränder auch die Ilmenitnadeln der gelblichbraunen Glasbasis hineingreifen. Ihres kleinen Umfanges, ihrer undeutlichen Begrenzung und ihrer undula-

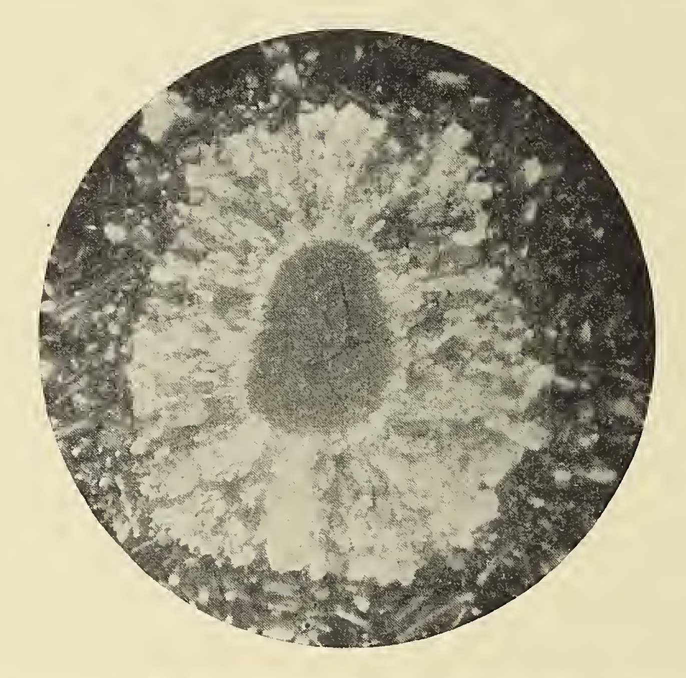


Fig. 22. Quarzkörnchen mit Augitmikrolithenkranz aus dem Gesteine des Sátormál. 1 : 90.

torischen Auslöschung wegen war es unmöglich sie näher zu bestimmen, obwohl auch auf die Bissektrix senkrechte Schnitte vorkommen.

Die Ausscheidungsreihenfolge zeugt davon, dass diese rhombischen Feldspate später ausgeschiedene, mehr sauere Feldspate sind, als die zwillingstreifungtragende Plagioklase.

Derartige rhombische Feldspate wurden in der Literatur häufig erwähnt.

Bonney hob ihre Ähnlichkeit mit dem Sanidin hervor, Miers hielt sie für Natronorthoklase und nach der Bestimmung Bröggers und Mügges wären es Natronmikrokline. J. S. Hyland [1] untersuchte aus dem Basanite des Kilimandscharo 10 lose Kristalle und stellte auf Grund der auf der *oP* Fläche gemessenen schiefen Auslöschung fest, dass man es hier, mit der Auffassung Bröggers übereinstimmend, mit „Natronmikroklinen" zu tun hat.

[1] Hyland J. S.: Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung; Tschermak's Min. u. Petr. Mitteil. 1888. X. Bd. S. 250—259.

Unter den farblosen gesteinsbildenden Mineralien kommt ausser den erwähnten Feldspatvarietäten auch noch eine farblose, optisch anisotrope Mezostasis vor, welche mit Salzsäure behandelt gelatiniert und mit Fuchsin gefärbt, sich schärfer absondert. Diese allotriomorphe Mezostasissubstanz muss, wenn man die erwähnte Reaktion in Betracht zieht, für nephelinitoid gehalten werden. Damit kann dieser Gesteinstypus einesteils mit den von BÜCKING[1] beschriebenen B a s a n i t o i d e n des Thüringer Waldes und des Rhön in Parallele gestellt werden kann, während sie anderenteils auch eine Verwandtschaft zu ähnlichen Gesteinen der Steiermark, welche ALOIS SIGMUND[2] eingehend besprochen hat, zeigen.

K. HOFMANN bemerkt auf S. 512 seines öfter angeführten Werkes, dass die Basalte dieser Gegend „neben ihrem Plagioklasgehalt in allen vollkommener entglasten Exemplaren beständig in ziemlich reichlicher Quantität N e p h e l i n führen", im Gesteine des Szigligeter Ganges z. B. erwähnt er geradezu Nephelinkristallfragmente.

Durch den genauen Vergleich der Originaldünnschliffe mit der Beschreibung und den dem Werke beigefügten Figuren konnte ich mir davon Überzeugung verschaffen, dass in den verhältnismässig sehr dicken Dünnschliffen K. HOFMANNS, dort, wo kleine Feldspatlamellen in mehreren Schichten übereinander geraten sind, „der reichliche Nephelingehalt" in den meisten Fällen ein Aggregat von Feldspatkristallen ist, welche das Mikroskop in den aus dem Kunstinstitute von VOIGT und HOCHGESANG herstammenden ausserordentlich dünnen Dünnschliffen in seine Bestandteile auflöst.

K. HOFMANNS Nephelinkristallfragmente aber konnten nur jene rhombischen Feldspate sein, welche keine Zwillingsstreifung aufweisen und in ihrem oblongen Schnitte, mit ihrem sich trennenden Achsenkreuze tatsächlich sehr den mit der Hauptachse parallelen Schnitten des Nephelin gleichen.

Auf Grund der oben angeführten Worte K. HOFMANNS, d. h. auf jener Grundlage, dass die Basalte dieser Gegend nebst Plagioklas auch r e i c h l i c h Nephelin führen, behauptet er l. c., dass die Basalte des südlichen Bakony „eine überbrückende Stellung zu ZIRKELS Nephelinbasalten einnehmen". Ja sogar auch unter seinen eigenen Originaldünnschliffen sind die Gesteine des Kabhegy (Nr. 329 und 13, bezw. 346 der Dünnschliffsammlung K. HOFMANNS), des Nagy-Somló, des Agártető, des Oláh-(richtig Ólag-)hegy und des Tikhegy mit seiner eigenen Handschrift direkt als B a s a n i t e determiniert.

Diese Bezeichnung scheint der Aufmerksamkeit A. SIGMUNDS, der durch Zuvorkommenheit Herrn Dr. Th. v. SZONTAGH die Originaldünnschliffe weil. K. HOFMANNS ebenfalls durchsehen konnte, entgangen zu sein, da er nur so viel erwähnt,[3] dass HOFMANN diese Gesteine als Übergangsglieder zu ZIRKELS Basalten betrachtet, und er „aus den überaus klaren und anschaulichen Darstellungen K. HOFMANNS und nach Durchsicht einer Anzahl von Dünnschliffen" übrigens auch selbst zu dem Resultate gelangt, „dass die überwiegende Mehrzahl der Basaltgesteine des südlichen Bakony . . .

---

[1] BÜCKING H.: Basaltische Gesteine vom Thüringer Walde etc.; Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt zu Berlin f. d. Jahr 1880. S. 149.

[2] SIGMUND A.: Die Basalte der Steiermark; TSCHERMAKS Mineral. u. Petr. Mitteil. XV. Bd. S. 361., XVI. Bd. S. 337., XVII. Bd. S. 526. und XVIII. Bd. S. 377.

[3] Siehe l. c. Bd. XVIII. S. 403.

der Familie der B a s a n i t e angehört und den Gesteinen, die heute als Nephelinbasanite bezeichnet werden, entspricht".[1]

Hieraus ist ersichtlich, dass auch Sigmund die überwiegende Mehrzahl der Gesteine dieser Gegend als nephelinführend betrachtete; da ich Nephelinkristalle nicht einmal in Fragmenten finden konnte, liess ich einen typischen Vertreter dieser Gesteinsgruppe, das Basalgestein des Tátika chemisch analysieren, um feststellen zu können: ob die chemische Konstitution dieses Gesteinstypus jenen Ausscheidungsbedingungen entspricht, welche Loewinson—Lessing[2] abgeleitet hat, und damit ich zugleich zur Erklärung des rhombischen Feldspates einen verlässlicheren Stützpunkt gewinnen könne.

Die Analyse, welche Herr Hochschuladjunkt Ludwig Tomasowsky unter der Leitung des Herrn Professors Róbert Schelle so freundlich war zu bewerkstelligen, ergab folgendes:

		%
SiO	=	46·34
TiO_2	=	0·78
Al_2O_3	=	18·37
Fe_2O_3	=	2·81
FeO	=	7·24
CaO	=	8·63
MgO	=	4·22
K_2O	=	3·13
Na_2O	=	5.94
Glühverlust . . .		2·32
Zusammen . .		99·78

Diese hier mitgeteilte chemische Analyse des Gesteines gibt auch das Mittel in die Hand, eine Untersuchung anzustellen, ob die mikroskopische Untersuchung im ganzen und in ihrem Endresultate durch die chemische Analyse bekräftigt wird.

Die chemische Verwandtschaft der eruptiven Gesteine in Übereinstimmung mit ihrer mineralischen Zusammensetzung wird am einfachsten und vielleicht am glücklichsten durch das Gesteinsystem Loewinson—Lessings ausgedrückt.

Um auch die Stelle unseres Gesteines in diesem System bestimmen zu können, habe ich die Analyse ganz nach der Methode Loewinson—Lessings umgerechnet.

Im Sinne dieser Rechnungsmethode geben die in % ausgedrückten Zahlenwerte der obigen Analyse, in molekulare Proportionen umgerechnet, das folgende Resultat:

		mol. prop.		
SiO_2 . .	=	0·799		8·0
Al_2O_3 . .	=	0·186		2·0
Fe_2O_3 . .	=	0·018		
FeO . .	=	0·104	3·7	5·0
MgO . .	=	0·109		
CaO . .	=	0·159		
Na_2O . .	=	0·099	1·3	
K_2O . .	=	0·035		

[1] Siehe l. c. Bd. XVIII. S. 405.

[2] Loewinson—Lessing F.: Studien über die Eruptivgesteine; Compte-rendu de la VII. session du Congrès géologique International. (Russie 1897) A. Pétersbourg, 1899. S. 404.

Jene negative Bedingung der Nephelinausscheidung, dass diese in jenem Falle eintritt, wenn eine Feldspatbildung schon nicht mehr möglich ist, wurde schon von O. Lang [1] festgestellt, während Loewinson—Lessing auf Grundlage von zahlreichen Analysen, auch die positiven Bedingungen ermittelt und im folgenden ausgedrückt hat.

Günstige Bedingungen für die Nephelinausscheidung bietet: das basische, an Alkali- und Aluminiumgehalt reiche und an Eisenoxyd arme Magma.

Die Basizität, der Reichtum an Alkalien und Aluminium war nach der chemischen Analyse auch im Magma unseres Gesteines vorhanden, auch an Eisenoxyd war dasselbe nicht gerade arm.

Die Bedingungen der Nephelinausscheidung wurden von Loewinson—Lessing übrigens auch in Zahlenverhältnissen ausgedrückt. Nach diesen ist in den Nephelingesteinen das Verhältnis des Natrons zur Kieselsäure 1 : 6 oder 1 : 7, während in anderen Gesteinen dieses Verhältnis 1 : 10, 1 : 15, 1 : 20 oder noch kleiner ist. In den Nephelingesteinen ist ferner das Verhältnis des Natrons und des Kali zu Alaunerde je 1 : 2, während dasselbe in anderen Gesteinen 1 : 3 oder noch geringer ist.

Im Basalgesteine des Tátika ist $Na_2O : SiO_2 = 1 : 8$, $K_2O : Al_2O_3 = 1 : 5$ und $Na_2O : Al_2O_3 = 1 : 2$, d. h. die Ausscheidungsbedingungen von Nephelin in Kristallen waren nicht günstig, statt diesem hat sich *Na*- und *K*-haltiger Feldspat gebildet, so dass die rhombischen Feldspate tatsächlich Natronmikrokline oder Natronorthoklase sind; nebenbei konnte sich auch noch ein wenig nephelinische Mezostatis bilden.

E. Sommerfeldt hat in seiner vor einigen Monaten erschienenen Arbeit [2] darauf hingewiesen, dass die orthokieselsauren Salze und die gesamten trikieselsauren Salze simultan sind, d. h. solche Silikate darstellen, deren chemische Formel in der Weise geschrieben werden kann, dass in jedem Säureradikal die Äquivalenz der Siliziummasse zum Oxygen äqual ist und ausserdem betreffs der Summe der Äquivalenz der an die Säureradikale gebundenen basischen Gemengteile auch eine Übereinstimmung vorhanden ist. Ferner hat er nachgewiesen, dass die durch Rosenbusch aufgestellte Gesetzmässigkeit der Beständigkeit der Metallatome zu erklären ist, dass im Konzentrationsprozesse des Magma der Eruptivgesteine die einander substituierenden Gesteinsgemengteile eine simultane Konstitution besitzen und ihr Molekulargewicht annähernd gleich ist. In den Feldspatgruppen ist zwischen dem Orthoklas und dem Anorthit hinsichtlich des Molekulargewichtes die Übereinstimmung nahezu vollständig, zwischen dem Anorthit und dem Albit hingegen ist die Abweichung grösser. Was nun den Nephelin betrifft, so weist Sommerfeldt nach, dass dieses Feldspatsubstitut, welches man übrigens nach Doelter auch Natronanorthit nennen könnte, mit dem Anorthit simultan ist. Mit anderen Worten, während des Konzentrationsprozesses des Magma unseres Gesteines konnte zwischen dem Anorthit, dem Natronorthoklas und dem Nephelinitoid ein interessanter Übergang gebildet werden.

Auf das Vorhandensein dieser natronhaltigen simultanen Silikate weist der grosse Natron- und Kaligehalt dieser Gesteine hin; die Oxyde des Typus R_2O machen

---

[1] Lang O.: Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine; Tschermaks Mineral. und Petr. Mitteil. 1892.

[2] E. Sommerfeldt: Eine Grundfrage der chemischen Petrographie; Zentralblatt für Mineral. etc. Stuttgart, 1907. S. 2.

nämlich 9·07% des Gesteines aus. Bei den eigentlichen Basalten kommt von Oxyden des Typus R_2O durchschnittlich nur 3·6% vor. Ein so reichlicher Natron- und Kaligehalt ist nur bei den Basaniten und den ihnen verwandten Gesteinen bekannt. Da nach der mikroskopischen Untersuchung in dem Gesteine kein Nephelinkristall vorhanden ist, und da sich auch aus dem Magma dieses Gesteines auf Grund der an die chemische Analyse geknüpften Schlüsse kein Nephelin in Kristallen ausscheiden konnte, muss dieses Gestein mit Berücksichtigung der nachgewiesenen Nephelinitoid-Mezostasis ein Basanitoid genannt werden.

Auf Basanitoid weist auch die empirische Formel LOEWINSON—LESSINGS hin: 5·0 $\bar{R}O$ 2·0 R^2O^3 8·0 SiO^2, bezw. auch der Aziditätskoeffizient, das $\alpha = 1{\cdot}45$.

Dieser Aziditätskoeffizient bringt unser Gestein, nachdem das α der ultrabasischen Gesteine durchschnittlich 1·2, der basischen aber 1·8 beträgt, und da der Aziditätskoeffizient auch des am meisten basischen Gliedes der basischen Gesteine, des Gabbro, nur 1·41 beträgt, den ultrabasischen Gesteinen näher.

Da der Aziditätskoeffizient der eigentlichen Basalte unter den basischen Gesteinen 1·63, der Aziditätskoeffizient der Basanite aber unter den ultrabasischen Gesteinen 1·21 beträgt, so nimmt unser Gestein eine Mittelstelle zwischen dem Basalt und dem Basanit ein, d. h. die chemische Analyse bestättigt auch im ganzen genommen das Resultat der mikroskopischen Untersuchung in vollstem Masse.

Äusserst interessant sind bei diesem Gesteinstypus die in die gelblich oder gelblichbraunen Glasbasis eingebetteten Ilmenitnadeln und Ilmenittrichite, welche in den sehr dünnen Dünnschliffen von VOIGT und HOCHGESANG durchsichtig werden, was jene schöne Beobachtung K. HOFMANNS, welche sich auf diese Eigentümlichkeit des Titaneisens bezieht und eine zeitlang in der Literatur nur mit Zweifel angenommen wurde, bekräftigt.[1]

Der Pleochroismus dieser Mikrolithe ist sehr bestimmt: ε = braun, ω = gelb.

Meiner Beobachtung nach sind diese Trichite, bezw. die nadelförmigen Ilmenitkristalle, in der Längsrichtung von optisch positivem Charakter und ziemlich stark doppelbrechend, was den Angaben der bisherigen Forscher, welche von der Doppelbrechung des Ilmenits behaupten, dass diese nicht besonders stark wäre, einigermassen widerspricht. Der Grund dieser Behauptung fusst darauf, dass die ziemlich bedeutende Doppelbrechung des Ilmenits infolge der starken Absorption nur an äusserst dünnen Lamellen wahrnehmbar wird. Auch an den sehr dünnen Dünnschliffen von VOIGT und HOCHGESANG ist der Ilmenit dort, wo die Partien weniger dünn sind, opak.

Kein Wunder daher, wenn K. HOFMANN in seinen bedeutend dickeren Dünnschliffen diese Gebilde opak gefunden und für Ilmenittrichite gehalten hat. Bei eingehenderer Untersuchung zeigt sich jedoch, dass auch diese undurchsichtigen Eisenerznadeln Ilmenite sind, da einzelne Partien, namentlich deren Spitzen, wo sie hinreichend dünn sind, den charakteristischen Pleochroismus aufweisen.

Die Nadeln kreuzen einander häufig unter 60°.

Interessant ist auch jene Erscheinung, dass sich das Titaneisen in diesen Gesteinen nur auf die Grundmasse beschränkt und ausschliesslich in die äusserste Hülle der rhombischen, verschwommen begrenzten natronreichen Feldspate eindringt.

[1] Vergl. ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie der Mineralien etc. III. Auflage, II. Bd. S. 997.

Das Titaneisen zeigt daher in diesen Gesteinen ein ganz und gar entgegengesetztes Verhalten, wie der den Oxydverbindungen angehörige Magnetit, welcher zu den in allererster Reihe ausgeschiedenen Bestandteilen des Magma gehört. Besonders schön ist dieses abweichende Verhalten im Basalgesteine des Szebike zu studieren, wo ein grosser Teil des Magnetits in verzweigten Wachstumsformen, in trichitartigen Kristallskeletten vorhanden ist. Die beiden Mineralien weichen jedoch sowohl in der Gestalt, als auch in genetischer Beziehung von einander ab: der Ilmenit ist nadelförmig, der Magnetit bildet robuste Skelette; der Ilmenit beschränkt sich auf die Grundmasse, die Magnetitkristallskelette sind immer in Plagioklase und Augite eingeschlossen, in welchen sich kein Ilmenit zeigt.

Dieses Verhalten des Ilmenits bekräftigt ebenfalls jene Auffassung, wonach das Titaneisen nicht für ein Oxyd, sondern für ein metatitansaures Salz erklärt werden muss, da in diesem Falle auch seine Ausscheidungsreihenfolge verständlich ist.[1]

Dieses Verhalten des Titaneisens werden wir übrigens auch bei dem folgenden Gesteinstypus bekräftigt sehen.

Zu diesem Gesteinstypus gehört am südlichen oder Somogyer Ufer des Balaton das Gestein des Fonyóder Berges am Südrande des Beckens von Tapolcza, jenes des Szigligeter Ganges, an seinem Nordrande dasjenige des Hegyesd, am Ostrande das Gestein des Csobáncz und des Köveshegy. Hierher gehört ferner östlich die Gruppe des Bondoró und des Kecskehegy, bis zur Umgebung des Kálomis-Sees und in der Tátika-Láz-Gruppe das Gestein des Förtéshegy, des Kophelyhegy bei Csékút, die Basis des Szebike, des Tátika und des Sarvalyhegy (Basaltbruch von Sümeg-Prága).

Die hier aufgezählten Gesteine sind ideal schöne Beispiele der petrographischen Übereinstimmung. Eigentlich gibt sich nur in der Umwandlung, in der Serpentinisierung des Olivins oder in der Oxydation seines Eisengehaltes und in der helleren und dunkleren gelblichbraunen Farbe der Glasbasis eine kleine, unwesentliche Verschiedenheit kund.

An Dünnschliffen von Gesteinen, welche von verschiedenen Punkten des Csobáncz

---

[1] Meine vorliegende Arbeit war schon druckfertig, als die schöne Abhandlung SOELLNER's: „Über Rhönit, ein neues ägnimatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen" im Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie; Beilage-Band XXIV, auf den Seiten 475—547 erschien. Nach der äusserst minutiösen Untersuchung SOELLNER's ist das durchsichtige Titaneisen ein änigmatitartiges neues Mineral, welches er Rhönit benennt. SOELLNER lenkt die Aufmerksamkeit darauf, dass die Ilmenite der Basalte der Balatongegend, an welchen K. HOFMANN zuerst die Durchsichtigkeit festgestellt hat, mit aller Wahrscheinlichkeit ebenfalls Rhönite sind. Ich habe die Dünnschliffe meiner Ilmenite neuerdings durchgesehen, konnte aber an den grösseren sechsseitigen Flächen nur so viel wahrnehmen, dass die undurchsichtigen Lamellen (in meinen Dünnschliffen) durch einen transparenten Saum begleitet werden, welcher das oben beschriebene Verhalten bezeugt: er ist auffallend pleochroitisch und insofern rhönitartig. Die für Rhönit charakteristische Spaltbarkeit (nach 110 und 110) konnte ich jedoch weder an diesen transparenten Säumen, noch an den undurchsichtigen sechsseitigen grossen Flächen entdecken. Auch an den transparenten Splittern und Nadeln liessen sich trotz Anwendung einer starken Lichtquelle, weder diese Spaltbarkeit, noch die Zwillingslamellen beobachten. Trotzdem kann der änigmatitartige Charakter dieser transparenten Säume und Splitter nicht abgeleugnet werden und dieser Umstand hat mich schon an sich auch bewogen, VOIGT und HOCHGESANG um Anfertigung von möglichst allerdünnsten Dünnschliffen zu ersuchen, um meine Untersuchungen an diesen wiederholen zu können. Die definitive Stellungnahme in der Ilmenit-Rhönitfrage mache ich von diesen zu bewerkstelligenden Untersuchungen abhängig und werde darüber bei einer anderen Gelegenheit berichten.

herstammen, konnte ich jedoch beobachten, dass die Ilmenittrichite führende, gelblichbraune Glasbasis sich hie und da vermindert oder zumindest ungleich verteilt ist, so dass sich hierin eine kleine Abweichung vom charakterisierten Typus kundgibt. Die rhombischen Natronmikrokline oder Natronorthoklase und die anisotrope nephelinitoide Mezostasis ist — obwohl sie auffallend abgenommen hat, auch hier vorhanden. Dies alles muss für eine unwesentlichere Abweichung gehalten werden, welche eine Absonderung vom vorigen Typus nicht zulässt.

Um feststellen zu können, ob die chemische Analyse, bezw. die daran geknüpften Schlüsse die mikroskopische Untersuchung bestätigen, zeigte es sich als wünschenswert, ein Exemplar dieser Gesteinsvarietät chemisch untersuchen zu lassen.

Herr Dr. K. Emszt, Chemiker an der kgl. ung. Geologischen Reichsanstalt, war so freundlich das Gestein des Tótihegy, welcher der typischeste Vertreter dieser Varietät sein dürfte, zu analysieren.

Die Analyse ergab folgendes:

		%
SiO_2	=	46·78
TiO_2	=	1·78
Al_2O_3	=	14·66
Fe_2O_3 . . .	=	7·25
FeO	=	5·22
MgO . . .	=	6·81
CaO	=	9·61
Na_2O	=	3·08
K_2O	=	0·45
PO_4	=	0·45
H_2O	=	1·78
Zusammen:		97·87

Zwecks Bestimmung der Gesteinverwandtschaft in molekulare Proportionen umgerechnet, nimmt die Analyse die folgende Gestalt an:

SiO_2 . .	=	0·831		8·3
Al_2O_3 . .	=	0·153		2·0
Fe_2O_3 . .	=	0·048		
FeO . .	=	0·077	4·4	5·3
MgO . .	=	0·182		
CaO . .	=	0·183		
Na_2O . .	=	0·085	0·9	
K_2O . .	=	0·005		

Hieraus lautet die Loewinson—Lessingsche empirische Formel: $5·3\,\overline{RO}\ 2·0\ R_2O_3\ 8·3\ SiO_2$, der Aziditätskoeffizient aber $\alpha = 1·47$. Die empirische Formel des Basaltgesteines des Tátika war: $5·0\ \overline{RO}\ 2·0\ R_2O_3\ 8·0\ SiO_2$, der Aziditätskoeffizient aber $\alpha = 1·45$. Die Übereinstimmung ist daher dermassen augenscheinlich, dass eine Abscheidung dieser beiden Gesteine von einander nicht begründet war. Die beiden Formen sind daher nur als Varietäten zu betrachten.

Die LOEWINSON—LESSING'sche Methode erweist sich infolgedessen als besonders geeignet, um die Gesteinsverwandtschaft im allgemeinen auszudrücken, zum Hervorheben der Varietätsabweichungen scheint dieselbe jedoch nicht genügend zu sein.

Zu diesem Zwecke ist die graphische Darstellungsmethode von MICHEL—LÉVY[1] sehr geeignet, welche BRÖGGER[2] einigermassen modifiziert hat. Die beigefügten beiden Graphikone des Gesteines des Tótihegy (siehe die Fig. 24) und der Basis des Tátika (siehe Fig. 23) veranschaulichen neben der auf den ersten Blick auffallenden grossen Verwandtschaft auch die relativ geringen Differenzen.

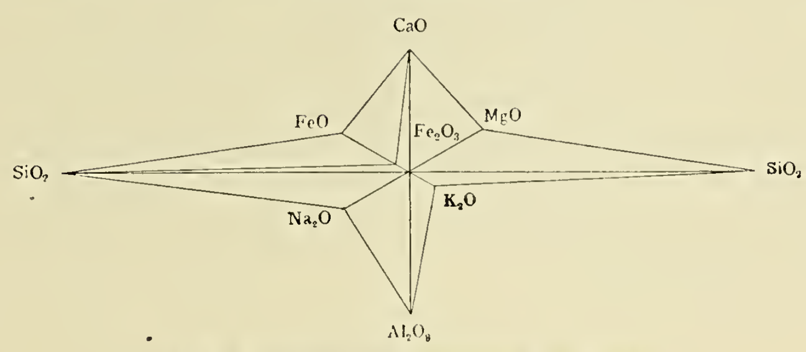


Fig. 23. Graphikon des Basalgesteines des Tátika.

Es zeigt sich, dass das Gestein des Tótihegy an S a l- oder Leukokratgemengteilen ärmer, an F e m- oder Melanokratbestandteilen reicher ist. Dies bedeutet mit anderen Worten so viel, dass das Gestein des Tótihegy an Natronmikroklin oder Natronorthoklas und an Nephelinitoid-Mezostasis ärmer, an farbigen Gemengteilen hingegen etwas reicher ist.

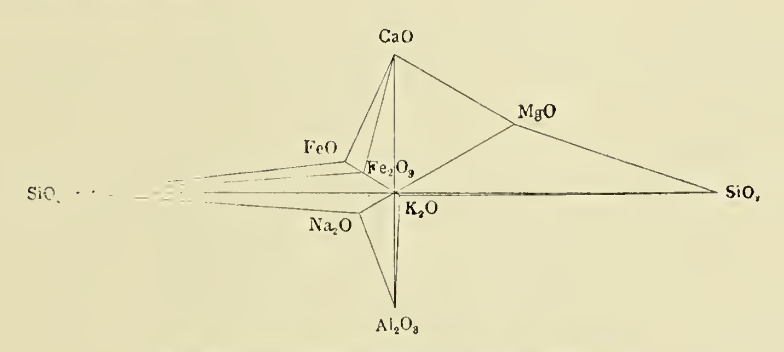


Fig. 24. Graphikon des Gesteines des Tótihegy.

Aus der Molekülgruppe der S a l-Seite, d. h. aus $Na_2O.\ Al_2O_3 + K_2O.\ Al_2O_3$ musste mit entsprechendem SiO_2, nachdem im Gesteine kein Leucit vorhanden ist, Natronorthoklas und Nephelinitoid-Mezostasis (eventuell Glas) entstehen, aus der Atomgruppe der F e m-Seite, d. h. aus $CaO + MgO + FeO$ aber wurde ausser den Plagioklasen hauptsächlich Augit, Olivin und Magnetit-Ilmenit ausgeschieden.

Zum Hervorheben des Verhältnisses dieser Gemengteile, bezw. der gesteins-

[1] Bull. d. l. carte géol. (11) 57. 1897.

[2] BRÖGGER: Das Ganggefolge des Laurdalits. Christiania. 1898. p. 256.

bildenden Mineralien ist die auf Grund der Kerntheorie von ROSENBUSCH entstandene OSANN'sche[1] Methode, welche BECKE[2] einigermassen modifiziert hat, vorzüglich geeignet. *A* gibt nämlich im allgemeinen ein vorzügliches Bild des Verhältnisses des Orthoklas, Nephelins, Leucits, in unserem Falle des Natronmikroklins oder des Natronorthoklas und des Nephelinitoids, *C* wieder jenes des Plagioklas und *F* schliesslich des Verhältnisses der farbigen Gemengteile (Augit, Olivin, Magnetit usw.)

	s	*a*	*c*	*f*
Typusformel des Gesteins des Tótihegy . . .	54·9	2·1	3·5	14·4
» des Basalgesteins des Tátika . .	53·3	5·1	2·0	12·9

Hieraus ist sofort ersichtlich, dass im Gesteine des Tótihegy, welches etwas weniger basisch ist als das Basalgestein des Tátika, nicht halb so viel Natronorthoklas und Nephalinitoid vorkommt, wie in letzterem, sein Plagioklasgehalt hingegen um ca. $^1/_3$ mehr beträgt und auch in farbigen Gemengteilen zeigt die Formel ein wenig Zuwachs.

Zu dieser Gesteinsvarietät gehört ausser dem Gesteine des Tótihegy, der Tikhegy, der Nyíres, das Apáter „Horn" des Szentgyörgyhegy und das Gestein vom Nordrande des Somlóhegygipfels.

II. Ilmenit-Magnetit-Feldspat-Basalt.

— Typus vom Kabhegy. —

Vom obigen Gesteinstypus, dem Magnetit-Ilmenit-Basanitoide unterscheiden sich die hierhergehörigen basaltischen Gesteine (Siehe Fig. 3, Taf. I.) sehr entschieden durch den negativen Charakterzug, dass in diesen die trichitische und ilmenitische, gelblichbraune Glasbasis gänzlich fehlt.

In diesem Typus ist überhaupt wenig Glas, u. zw. entweder in der für die Basalte charakteristischen braunkörnigen Gestalt vorhanden (Kabhegy, Somhegy, Sághegy, Balatonhenyeer Öreghegy) oder farblos voll mit Apatitnadeln (Badacsony, Szentgyörgy, Szebikekuppe und Tátikakuppe). Von Ilmenittrichiten oder Nadeln ist jedoch keine Spur zu bemerken.

Dieses hier vorkommende farblose Glas unterscheidet sich von der Nephelinitoidsubstanz der Mezostasis des obigen Typus sehr gut dadurch, dass es vollständig isotrop ist, während die Nephelinitoidpartien des obigen Typus mit der Gipsplatte I. und zwischen gekreuzten Nikols eine sehr gut wahrnehmbare Anisotropie zeigen.

Nephelin ist in diesen nicht enthalten.

Die rhombischen und nicht verzwillingten Feldspate: die Natronorthoklase fehlen gleichfalls oder vermindern sich sehr. Die verzwillingten Feldspatlamellen treten aber in viel grösserer Menge auf, als in den Gesteinen des obigen Typus und zeigen eine sehr schöne Fluviatilstruktur, worauf auch schon K. HOFMANN hingewiesen hat. Die Struktur neigt vom intersertalen hypokristallinischen Porphyr zum holokristallinischen Porphyr. In Betreff der Struktur, der Grösse der Gesteinsgemengteile und auch in anderen Hinsichten variiert dieser Typus stärker, wie der obige.

[1] OSANN: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine; TSCHERMAK's Min. u. Petr. Mitteil. (Neue Folge) Bd. XIX—XXII.

[2] BECKE F.: Die Eruptivgebiete des böhm. Mittelgebirges u. d. amerik. Anden; TSCHERMAK's Min. u. Petr. Mitteil. (Neue Folge) Bd. XXII. S. 209.

Am schönsten ist dies an jenen Dünnschliffen zu sehen, welche aus verschiedenen Regionen des Gesteines vom mächtigen Kabhegy angefertigt wurden,

Diese Abweichung betrifft aber hauptsächlich nur die Grösse der Gesteinsgemengteile; während nämlich z. B. die Plagiosklaslamellen aus dem Gesteine des Kabhegyfusses in der Länge 40—45 μ und in der Breite 8—10 μ messen, besitzen die aus den oberen Regionen stammenden Feldspatlamellen kaum den dritten Teil dieser Grösse. In der Zerkleinerung der Gesteinsgemengteile liegt der Grund dafür, dass der Magnetit und der Ilmenit, an welche K. HOFMANN in seinem erwähnten Werke eine seiner genetischen Hauptfolgerungen knüpft, in stärkeren Dünnschliffen nicht leicht von einander unterschieden werden können.

Ihre Gemengteile sind in der Reihenfolge der Ausscheidung: Picotit, Apatit, Magnetit, Olivin, Augit, Feldspat und Ilmenit.

Picotit ist ein häufig vorkommender Einschluss des Olivin.

Apatit kommt besonders reichlich in längeren oder kürzeren Nadeln in der farblosen Glasbasis vor.

Magnetit ist im Olivin und im Augit häufig in gut begrenzten kohlschwarzen Kristallen vorhanden.

Olivin ist der grösste Gesteinsgemengteil. An seinen idiomorphen Kristallindividuen ist das Prisma und die Endflächen erkennbar.

Er ist magmatisch korrodiert.

Die Stelle der resorbierten Substanz füllt die Basis aus, in welcher sich auch Ilmenitsplitter finden. Wenn der Schnitt auf die Achse der Einhöhlung mehr oder minder senkrecht ist, so erscheint die Grundmasse als Einschluss. Kleine ovale Glaseinschlüsse mit 1 oder 2 dunklen unbeweglichen Glasblasen kommen darin häufig vor.

Zumeist ist sie verändert.

Im Gesteine des Kab-, Som- und Sághegy sind die grösseren Individuen nur längs ihrer Kanten, die kleineren infolge der Oxydation ihres Eisengehaltes in ihrer ganzen Masse gelblichbraun geworden.

Im Gesteine des Öreghegy bei Balatonhenye, des Tátika- und Szebikegipfels ist hingegen eine sehr vorgeschrittene Serpentinisierung wahrnehmbar.

Die Serpentinisierung beginnt längs der Quersprünge in Form von auf die Längsachse der Sprünge senkrecht stehenden Strähnen, die Streifen werden jedoch immer breiter, verflachen sich und verzehren den Olivin gänzlich.

Im Gesteine des Tátika bildet der Serpentin bereits ganze Tafeln. Er zeigt einen schwarzen Pleochroismus und die Faserung ist nur zwischen gekreuzten Nikols wahrnehmbar, wo er eine bunte Interferenzfarbe zeigt.

Der Augit bildet keine so schönen Kristallindividuen, wie im vorhergehenden Typus; er ist mehr körnchenartig und gruppiert sich zu Aggregaten. Zwillinge nach (100) sind gewöhnlich.

Ihre Farbe ist ein schmutzigeres Violett oder Gelblichgrün.

Es sind dies Titanaugite von starker Dispersion. Die zonare Struktur und die bekannte Sektorenbildung, welche sich zwischen gekreuzten Nikols in der Form einer Sanduhr zeigt, sind häufige Erscheinungen. Im Gesteine des Bonczostető ist die zonare Struktur auch ohne gekreuzte Nikols sichtbar.

Augitknollen kommen verhältnismässig seltener vor, als im vorigen Typus.

Der Feldspat ist beiweitem reichlicher, als in den Gesteinen des obigen

Typus vorhanden und dort wo das Gestein feinkörnig ist, zeigen seine hypiodomorphen Kristallamellen eine sehr schöne fluidale Struktur, was klar beweist, dass sich diese an der Bewegung, am Flusse des Magma, bezw. der Lava beteiligt und Flössen gleich sich hauptsächlich um die grossen Olivininseln herum angestaut haben.

Die Feldspatlamellen sind nach dem Albitgesetze sehr schön verzwillingt. Die Lamellen bestehen selten aus mehr wie zwei Individuen.

Die Albitzwillinge geraten auch nach dem Periklingesetze in Zwillingstellung.

Die Feldspatlamellen der feinkörnigen Gesteine sind so winzig, dass in dem durch das Czapskysche Okular verengten Gesichtsfelde immer mehrere Individuen Platz finden. In den grobkörnigen, anamesitischen Gesteinsvarietäten, z. B. im Basaltgestein des Kabhegy, des Tátika habe ich mehrmals auf die beiden Bissektrixen senkrecht stehende Schnitte gefunden und so ist es mir nach der Methode Fouqués gelungen die Auslöschung festzustellen.

Nachdem die Auslöschung in auf $\mathfrak{c} \perp$ Schnitten 22—24⁰ und in auf $\mathfrak{a}$ vertikalen 58—60⁰ war, ist es offenbar, dass unser Feldspat in die Reihe der Labradorit-Bytownite gehört.

Ausser diesen hypiodomorphen Plagioklaslamellen kommen noch grössere, porphyrartig verstreute, allotriomorphe Feldspate vor, deren auf der Fläche (010) wahrgenommene Auslöschung von 5—6⁰ auf natronreichen Plagioklas hinweist.

Der I l m e n i t ist in sehr schöner Entwickelung vorhanden. Zuweilen fanden sich auch sechseckige Schnitteile (Szebike), was auf kristallinische Umgrenzung deutet. Am häufigsten erscheint er jedoch in unregelmässig begrenzten Flächen und Splittern unter dem Mikroskop.

Bei grösseren Flächen und Splittern ist bei mittlerer Vergrösserung zwischen gekreuzten Nikols bei Umdrehen des Tischchens sehr häufig wahrzunehmen, dass dieselben in stark glänzender, matt bläulichgrauer Farbe, auf der nach der Lichtquelle zu liegenden Seite, d. h. von den darauffallenden Strahlen sich erhellen und eine feine Streifung, Riefung zeigen. Unter den Flächen und noch häufiger — man könnte sagen sehr häufig — unter den Splittern gibt es solche, welche in bräunlicher Farbe durchsichtig sind. Besonders schön und sofort ins Auge fallend kommen diese sehr reichlich im Gestein des Szebike und Tátika, im Basalgestein des Kabhegy, des Som- und Sághegy vor.

Ihr Pleochroismus ist sehr stark, obwohl die starke Absorption ($\varepsilon > \omega$) oft verhindert, dass diese physikalische Eigentümlichkeit typisch zur Geltung gelangt.

Betreffs der Ausscheidungsreihenfolge des Ilmenits sind zwei Erscheinungen zu beobachten. Einesteils, dass die Splitter sehr häufig mit den Feldspatlamellen parallel zwischen den Lamellen Platz nehmen und andernteils, dass sich diese entweder um die grossen Olivinindividuen gruppieren, in diesen aber als Einschlüsse nie vorkommen oder aber, ausserordentlich häufig, die Augitmikrolithen umwachsen.

Diese Lagerung des Ilmenits in diesem Gesteinstypus zeugt auch davon, dass sich der Ilmenit, nach dem Olivin und dem Augit, gleichzeitig mit den Plagioklaslamellen, ausgeschieden hat, u. zw. nach dem basischen und vor dem saueren Feldspate, weil im letzteren einzelne Ilmenitsplitter auch als Einschlüsse vorkommen.

Ein schönes Beispiel für die Ausscheidungsreihenfolge des Augits, des Plagioklas und des Ilmenits zeigte sich in dem Dünnschliffe des Gesteins vom Váradhegy (nordwestlicher Gipfel des Kovácsihegy, südlich von Nagygörbő).

Auf Grund der mikroskopischen Untersuchung ist diese Gesteinstype ein Feldspatbasalt.

Da dem Bakony nach A. SIGMUND echte Feldspatbasalte[1] gänzlich fehlen, schien mir die chemische Analyse von typischen Vertretern dieses Gesteins von den angeführten Lokalitäten äusserst notwendig. Aus weiter unten folgenden Gründen wählte ich hierzu das Gestein des mit einer Ruine gekrönten Tátika, die Analyse aber wurde von Herrn Hochschuladjunkten LUDWIG TOMASOWSKY durchgeführt.

Das Resultat der Analyse ist das folgende:

		%
SiO_2	=	48·99
TiO_2	=	0 98
Al_2O_3	=	16·33
Fe_2O_3	=	4·27
FeO	=	6·19
CaO	=	8·90
MgO	=	3·96
K_2O	=	1·40
Na_2O	=	5.21
Glühverlust . .	=	3·08
Zusammen . .		99·31

In molekulare Proportionen umgerechnet und die zu einander gehörigen Basen zusammengefasst, bekommen wir folgende Zahlenwerte:

SiO_2 . .	=	0·857		8·6
Al_2O_3 . .	=	0·168		2·0
Fe_2O_3 . .	=	0·028		
FeO . .	=	0·090	3·6	4 6
CaO . .	=	0·167		
MgO . .	=	0·104		
K_2O . .	=	0·016	1·0	
Na_2O . .	=	0·088		

Hieraus die empirische Formel:

$$4·6\ \overline{R}O.\ 2·0\ R_2O_3.\ 8·6\ SiO_2$$

der Aziditätkoeffizient aber:

$$\alpha = 1·62.$$

Dieser Aziditätkoeffizient stimmt mit dem der eigentlichen Basalte, bei welcher er durchschnittlich 1·63 beträgt, auf das idealste überein. Ja, ich muss sogar dieses Gestein als den Typus des Feldspatbasaltes erklären, weil seine molekularen Komponenten beinahe gänzlich mit jenen Komponenten übereinstimmen, welche LOEWINSON—LESSING als Mittelwerte aus zahlreichen Basalten verschiedener Fundorte gewonnen hat.

[1] TSCHERMAKS Min. u. Petr. Mitteil. 1898. Bd. XVIII. S. 406.

Augenscheinlich beweist dies die folgende vergleichende Tabelle:

	LOEW. LESS Mittelwerte	Tátika
SiO_2 . . .	0·852	0·857
Al_2O_3 . .	0·155	0·168
Fe_2O_3 . .	0·029	0·028
Fe	0·114	0·090
CaO . . .	0·178	0·167
MgO . . .	0·145	0·104
K_2O . . .	0·010	0·016
Na_2O . .	0·044	0·088

Die Äusserung A. SIGMUNDS: „dem Bakony fehlen jedoch gänzlich echte Feldspatbasalte“, ist daher gänzlich unrichtig, weil doch gerade im Gegenteil, der echte Feldspatbasalttypus auf unserem Gebiete am meisten verbreitet ist. Zu diesem Gesteinstypus gehören nämlich die mächtigsten Basaltberge der Balatongegend: der umfangreiche Kabhegy, der Agártető, der Bonczostető, der Öreghegy bei Balatonhenye und der Feketehegy, der Haláp, der überwiegend grössere Teil des Szentgyörgy, der Gulácshegy, der Hegyestő, der Kávéhegy (auf dem Kis-Láz), die Szebikekuppe, die mit einer Schlossruine gekrönte Tátikakuppe, der grösste Teil des Somlóhegy und das Gestein des Sághegy.

Unser Gestein ist aus einem an Magnesia verhältnismässig armen, an Alkalien, besonders an Natron auffallend reichen Magma entstanden, wie das aus obiger Tabelle ersichtlich ist. Ein so grosser Natrongehalt kommt nur in nephelinischen Gesteinen vor, wo dieser bei den mit unserem Gesteine in nächster Verwandtschaft stehenden nephelinischen Basaniten und nephelinischen Basalten in molekularen Proportionen ausgedrückt durchschnittlich 0·090 beträgt. Dieser grosse Natrongehalt weist auf einen Nephelin- oder Aegerin-(Akmit) oder an Natron sehr reichen Feldspat hin.

Die Analyse bietet uns ein Mittel dazu, die Lösung dieser Frage zu versuchen.

Nephelin kommt, nach der mikroskopischen Untersuchung, in unserem Gesteine nicht vor und auch die chemische Analyse zeigt, dass die Bedingungen der Nephelinausscheidung im Magma unseres Gesteines überhaupt nicht gegeben waren. Die Bedingungen der Nephelinausscheidung sind nämlich, wie schon oben gezeigt wurde, nach LOEWINSON—LESSING die folgenden: in den nephelinischen Gesteinen ist das Verhältnis des Natrons zur Kieselsäure 1 : 6 oder 1 : 7, während in anderen Gesteinen dieses Verhältnis 1 : 10 oder 1 : 15 oder 1 : 20 oder noch kleiner ist, ferner ist das Verhältnis des Natrons und des Kali zu Alaunerde im nephelinischen Gestein 1 : 2, während in anderen Gesteinen dieses Verhältnis 1 : 3 oder noch kleiner ist. Diese Bedingungen sind in unserem Gestein nicht vorhanden, hier ist nämlich $Na_2O : SiO_2 = 1 : 10$, $K_2O : Al_2O_3 = 1 : 10$ und $Na_2O : Al_2O_3 = 1 : 2$.

Schon in einer früheren Arbeit habe ich darauf hingewiesen, dass die Augite (bez. Pyroxene) dieses Gesteinstypus eine schmutzigviolette und gelblichgrüne Farbe haben und körnig sind.[1]

Die grünliche Farbe deutet auf Aegirin, die mikroskopische Untersuchung

[1] VITÁLIS I.: Beiträge zur Kenntnis der Basaltgesteine des Balaton-Berggebietes; Földt. Közlöny, (Geologische Mitteilung) XXXIV. Évf. 1904. S. 456.

jedoch hat nicht genügend Stützpunkte geboten, um den Aegirin vom Titanaugit und dem gewöhnlichen Augit abzusondern. Diese Auffassung ist auch durch die chemische Analyse begründet.

Nach den Untersuchungen BRÖGGERS scheidet sich der Aegirin aus dem natronreichen und zugleich an Kalk und Magnesia armen Magma nur dann aus, wenn genügend (wenigstens 4·34%) Eisenoxyd vorhanden ist. Das Magma unseres Gesteines ist allen diesen Bedingungen nahe gekommen: es war natronreich, an Kalk zwar weniger, jedoch an Magnesia entschieden arm, sein Eisenoxydgehalt (4·27%) erreichte nahezu das bezeichnete Minimum (4·34%). Es ist daher möglich, dass das Aegirinmolekul: $Na\ Fe\ Si_2O_6$ auch im Titanaugit auftritt und ein solches Übergangsglied bildet, welches zwischen dem Titanaugit und dem Aegirinaugit Platz nimmt. Die Existenz solcher Übergangsglieder haben auch BRÖGGER und WÜLFING stark betont.[1]

Dass der Aegirin oder der Akmit selbst nicht aufgetreten sein kann, beweist ausser dem obigen auch noch jener Umstand, dass auch die von LOEWINSON—LESSING, bezw. W. CROSS hervorgehobene Bedingung, nämlich dass der Natron- und der Kaligehalt Al_2O_3-Gehalt erreiche, in unserem Gesteine fehlt.

Im OSANN'schen Gesteinsystem enthält das *A* ausser den Orthoklasen und den Feldspatsubstituten auch das A e g i r i n m o l e k u l, was aber einen Übergang zwischen den Feldspaten und den Pyroxenen bedingt. Auf diesen Übergang weist SOMMERFELDT in seiner schon erwähnten Arbeit (S. 9) hin, indem er das simultane Verhalten der Pyroxene den Feldspaten gegenüber erörtert.

Nach SOMMERFELDT besteht der „Aegirin" aus einem Gramm-Molekul „Eisenalbit" + ½ Gramm-Molekul Eisennatronanorthit oder symbolisch: $Fe\ (NaSi)\ Si_2O_8 + Fe\ Na\ SiO_4 = 2\ Fe\ Na\ Si_2O_6$ d. h. $^4/_3\ Fe\ Na\ SiO_6$ bildet (nach seiner Bezeichnungsmethode) ein Gramm-Molekul Aegirin. Zu demselben Ergebnis ist W. F. CLARKE (Bull U. S. Geol. Survey, Washington 1895, S. 125) bei ganz anders beschaffenen Untersuchungen gelangt.

Es erscheint daher auf Grund des oben erwähnten möglich, dass das Aegirin-Molekul im natronreichen Plagioklase unseres Gesteines enthalten ist.

Alldies macht eine eingehendere Erforschung der interessanten Fragen wünschenswert und wird auch dann gewiss zu interessanten Resultaten führen.

Im Zusammenhang mit diesem Gesteinstypus muss die Ausscheidung des Ilmenit-Magnetits erwähnt werden, für welche K. HOFMANN eine Hypothese aufgestellt hat, deren G r u n d l a g e, nach meinen Untersuchungen nicht standhält, so dass natürlicherweise auch die Hypothese ins Schwanken kommt.

K. HOFMANN ist am Gesteine des Kabhegy zu der Erkenntnis gelangt (S. 30), dass der Ilmenit, während er „in dem zuvor betrachteten Gipfelgestein nur ausserordentlich spärlich auftritt...", derselbe „in dem vorliegenden Gesteine (des Bergfusses) in grosser Menge ausgeschieden" erscheint. Der grösste Teil der opaken Durchschnitte gehört diesem Mineral an.

Zur Erklärung des Umstandes, dass im Gesteine des Kabhegyfusses überwiegend Magnetit ausgeschieden ist, nahm er — nachdem der Grund dieser Abweichung seiner Meinung nach (S. 41) weder in der chemischen Verschiedenheit des Magmas dieser beiden Gesteine, noch in der Auskühlung liegen kann — die Wirkung des Druckes an (S. 42) und meinte (S. 44), „es besitze der Magnetit bei gewöhn-

[1] ROSENBUSCH H.: Mikr. Physiographie d. Min. u. Gesteine Vierte Aufl. Bd. I. H. II. S. 217.

lichem Drucke im glühendfliessenden Gesteinsmagma des Kabhegy eine geringere Löslichkeit in dem gluthflüssigen Magma des Kabhegy, als das Titaneisen, bei wachsendem Drucke ändere sich aber das Verhältnis und wandle sich bei einer gewissen Druckgrenze in das Entgegengesetzte um, so dass bei höherem Drucke das Titaneisen schwerer löslich werde als der Magnetit." K. HOFMANN meinte dann auf Grundlage dieser Hypothese einfach erklären zu können, warum „nach dem Gesetze der Ausscheidung starrer Verbindungen aus gemischten Lösungen, die gemeinsamen Elemente des Titaneisens und des Magnetits im Gipfelgesteine bei dem herrschenden geringeren Drucke sich zu dem unter diesen Umständen schwerer löslichen Magnetit gruppieren, während sie in den tieferen Teilen der Lavasäule, aus denen das Gestein des Bergfusses entstand, unter dem lastenden höheren Drucke in der Form des Titaneisens sich zu einer Verbindung ausschieden" (S. 45).

Diese Hypothese, wonach sich im Gesteine des Bergfusses der Ilmenit und im Gipfelgesteine der Magnetit ausschied, zieht sich einem Leitfaden gleich durch HOFMANN's ganzes Werk. Er unterscheidet im zweiten Teile dieser Schrift, in der Schlussbetrachtung (S. 225) auf dieser Grundlage unter den Bakonyer Basaltgesteinen „je nachdem ihr Entglasungsprozess vorherrschend bei hohem, oder vorherrschend bei niedrigem, oder wesentlich bei geändertem hohem und niedrigem Drucke stattfand": Ilmenitbasalt, Magnetitbasalt und gemischten: Magnetitilmenitbasalt. „Zu ersteren gehörend erwiesen sich — fährt er fort — die von den Basaltmassen mächtigerer Basaltberge wie des Kabhegy, des Feketehegy, des Királykő, des Szentgyörgy und des Haláp uns vorliegenden Gesteinsproben. Magnetitbasalte sind die Gesteinsmassen der Gipfelregion derselben oder anderer ansehnlicher Basaltberge, sowie die Gesteinsmassen der kleineren selbständigen Basaltausbrüche des Gebietes. Als Mischlingsgesteine erwiesen sich die Basaltproben, von mittleren Verhältnissen des Vorkommens (Tikhegyer Gestein)".

Diese sich auf der Ausscheidung des Magnetit-Ilmenits gründende Hypothese K. HOFMANN's wurde auch in die neuere Literatur übernommen. A. SIGMUND z. B. schreibt an einer Stelle seines oben genannten Werkes: „Die beiden Erze, Ilmenit und Magnetit, treten in den verschiedenen Regionen der Kuppe in wechselnder Menge auf. In der Gipfelregion übertrifft die Menge des Magnetits jene des Ilmenits; in den zentralen und basalen Teilen der Kuppe herrscht hingegen das Titaneisen vor; ein Verhältnis, welches bekanntlich auch bei den Basalten des südlichen Bakony zutrifft und von K. HOFMANN aus der Verschiedenheit der Lösbarkeit der beiden Erze im Magma und der Umkehr des Löslichkeitsverhältnisses bei geändertem Drucke zu erklären versucht wurde."

Mit dieser ausführlicher besprochenen Frage des Magnetit-Ilmenits habe auch ich mich eingehender befasst, insofern diese — wie oben gezeigt wurde — eine klassifikatorische Rolle spielte. Aus dem Kreise meiner diesbezüglichen Beobachtungen sollen jene Tatsachen aufgezählt werden, welche diejenigen Stellen betreffen, von welchen HOFMANN spricht, nämlich vom Kabhegy, Szentgyörgyhegy, vom Haláp und vom Királykő—Feketehegy.

1. Im Basalgesteine des Kabhegy sind tatsächlich auffallend grosse Ilmenittafeln vorhanden, es fanden sich jedoch auch im Gipfelgesteine des Kabhegy so grosse Ilmenittafeln, wie sie grösser auch im Basalgesteine nicht vorkommen. In den Dünnschliffen des Gesteines, welches aus drei verschieden hohen Regionen der Berglehne entnommen wurde, vermindert sich die Quantität der Ilmenite nicht, nur

deren Grösse nimmt ab, wie sich überhaupt auch die Gesteinsgemengteile in den höheren Regionen kleiner werden, was übrigens auch schon oben hervorgehoben wurde. In solchen kleineren Gesteinsgemengteilen lässt sich der Magnetit und Ilmenit in so dicken Dünnschliffen, wie diejenigen K. HOFMANNS sind, natürlich schwierig von einander unterscheiden.

2. Im Stocke des Szentgyörgyhegy ist der Ilmenit von der tiefsten aufgedeckten Region bis zum Sattel gleichförmig ausgeschieden, wie dies am schönsten gerade jene Dünnschliffserie bezeugt, welche K. HOFMANN aus verschiedenen Regionen der gegen Tapolcza zu blickenden, mit Säulen besetzten Lehne anfertigen liess; im schlackigen Gipfelgesteine ist der Ilmenit, wie auch die übrigen Gemengteile, klein, aber er fehlt doch nicht.

3. Zwischen dem Basal- und Gipfelgesteine des Haláp ist betreffs des Ilmenits kein wesentlicher Unterschied vorhanden, ja die Ilmenite sind sogar in jenem meiner beiden Dünnschliffe, welcher aus dem Gipfelgesteine herstammt, etwas grösser und charakteristischer, wie in dem aus der unteren Partie der gegen Hegyesd gewandten Säulen, d. h. aus dem am tiefsten aufgedeckten Gesteine angefertigten Dünnschliffe.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die auf die Druckverschiedenheit begründete Hypothese der Magnetit- und Ilmenitausscheidung nicht aufrecht erhalten werden kann, nachdem sich an den aufgezählten Stellen im Ilmenit-, bezw. Magnetitgehalte des Gipfel- und Basisgesteines kein wesentlicher Unterschied kundgibt.

4. Im südlichen Teile des Királykő—Feketehegy, z. B. im Gipfelgesteine des Öreghegy bei Balatonhenye sind so grosse Ilmenittafeln vorhanden, dass sie mit den Ilmeniten der gesamten basaltischen Gesteine der Balatongegend wetteifern können. Im nördlichen Teile derselben Gruppe, z. B. im Gesteine vom Kecskehegy und aus der Umgebung des Kálomis-Sees kommt der Ilmenit nur in Nadeln und Splittern in der erwähnten gelblichen Glasbasis vor. Die nördliche Hälfte (Királykő—Kecskehegy) der Gruppe des Királykő – Feketehegy gehört zum ersten von mir aufgestellten Gesteinstypus: zu dem Magnetit-Ilmenit-Nephelin-Basanitoid, die südliche Hälfte aber (Feketehegy—Öreghegy) zum zweiten Gesteinstypus: zu dem Ilmenit-Magnetit-Feldspat Basalt.

Es ist daher offenbar, dass der Ilmenit in dem eben charakterisierten Feldspatbasalt, der Magnetit aber in dem an erster Stelle beschriebenen Basanitoid überwiegend ausgeschieden ist.[1]

---

[1] Gleichzeitig mit meiner Arbeit erscheint auch von Herrn ERNEST SOMMERFELDT eine Mitteilung unter dem Titel „Kőzetvegytani vizsgálatok a déli Bakony bazaltjain“, welche Herr Dr. LUDWIG v. LÓCZY, als Redakteur so freundlich war, mir im Abdrucke zu übersenden. Herr SOMMERFELDT befasst sich in seiner 20 Seiten starken Abhandlung, welche aus vier Kapiteln, bezw. aus 15 Abschnitten besteht, eigentlich mit der Ilmenitfrage und schreibt, dass jene Behauptung K. HOFMMANNS, welche seinerzeit auch ROSENBUSCH einigermassen bezweifelt hat, dass nämlich „der obere Teil der kleineren und der grösseren Basaltkuppen, wie auch der Plateaus titanhaltigen Magnetit (Iserin), der basale Teil Ilmenit und der mittlere alle beiden Mineralien enthält“, auch durch seine eigenen Analysen bestätigt wird.

Im Interesse des Fortschrittes unserer die basaltischen Gesteine des Bakony betreffenden Kenntnisse bedaure ich, dass Herr SOMMERFELDT von meiner „Beiträge zur Kenntnis der Basaltgesteine des Balaton-Berggebietes“ betitelten Abhandlung, welche bereits im Jahre 1904 im „Földtani Közlöny“ auch in deutscher Sprache erschienen ist (obwohl man ihn, wie ich vernommen, darauf aufmerksam gemacht hat), keine Kenntnis genommen hat, sonst hätte er sehen können, dass er in der Ilmenitfrage von einer

Schön bekräftigt wird meine Beobachtung durch den Tátika und Szebike. Das Basalgestein dieser Berge — wie ich schon oben erwähnt habe — ist Basanitoid, der mit der Ruine gekrönte Gipfel des Tátika und ein Gipfel des Szebike jedoch, welche sich vereinzelten kleinen Bergen gleich auf der mächtigen Basanitoiddecke erheben, bestehen aus Feldspatbasalt. Im Basalgesteine des Berges beschränkt sich der Ilmenit auf die Glasbasis und bildet nur Trichite und Nadeln, im Gesteine der erwähnten Gipfel hingegen ist der Ilmenit in verhältnismässig grossen Kristallen vorhanden und kommt auch in unregelmässigen Tafeln und Splittern vor.

Dieser zweite Gesteinstypus, der Ilmenit-Magnetit-Feldspat-Basalt steht mit dem vorigen Gesteinstypus, dem Magnetit-Ilmenit-Basanitoid in inniger Beziehung.

Diese Verwandtschaft ist aus den beigefügten (Fig. 23, 24 und 25) Graphikonen sehr schön ersichtlich, wo die Komponenten die unmittelbaren Daten der Analysen in linearen Längen ausdrücken.

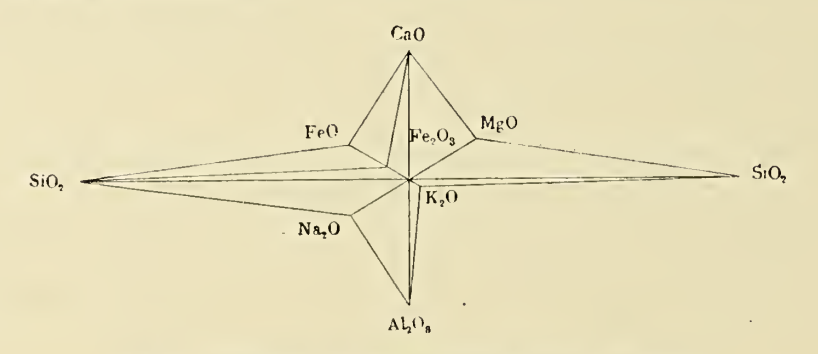


Fig. 25. Graphikon des Feldspatbasalt Gipfels des Tátika.

Die überwiegend grosse Mehrheit der basaltischen Gesteine der Balatongegend gehört zu dem Magnetit-Ilmenit-Basanitoid und zu dem Ilmenit-Magnetit-Feldspat-Basalt, die basaltischen Gesteine einiger Stellen aber bilden einen Übergang zu dem Typus Limburgitoid.

irrigen Grundlage ausgeht, insofern ich dort schon nachgewiesen habe, dass die Ausscheidung des Ilmenits und des Magnetits nicht davon abhängt, ob die Lava in der Basal- oder Gipfelregion des Berges erstarrt ist, sondern, ob in dem aus älterem Lavastrome entstandenen Basanitoid der Magnetit, im jüngeren Feldspatbasalt der Ilmenit überwiegend ist. Auch deshalb schon bedaure ich, dass Herr SOMMERFELDT meine ältere Arbeit ausser acht gelassen hat, deren Berücksichtigung doch eine literarische Pflicht gewesen wäre, weil er sich auch davon hätte überzeugen können, dass gleich der Ausgangspunkt seiner Abhandlung, schon die allererste Behauptung auf Irrtum beruht, wenn er sagt, dass die Basaltgesteine des südlichen Bakony aus einem einheitlichen Lavastrome entstanden sind, da ich doch schon in meiner älteren Arbeit dreierlei basaltische Gesteine: Basanitoid, Feldspatbasalt und Limburgitoid nachgewiesen und auch die hauptsächlichen Fundorte dieser Gesteinsarten angeführt habe. Es ist zu bedauern, dass Herr SOMMERFELDT die ungarische Fachliteratur, insofern sie ihm nämlich in deutscher Übersetzung zur Verfügung steht, nicht berücksichtigt, denn seine falsche Behauptung, dass die Basalte des Bakony unter die Gesteine des BECKEschen Mittelgebirgstypus gehören, zu welchem Schluss er vielleicht durch allzu kühne Übertragung des Analysenergebnisses vom Gestein einer einzigen Fundstelle (Basal- und Gipfelgestein des Szentgyörgyhegy) auf das ganze Gebiet gelangte, wäre leicht zu vermeiden gewesen, da ich bereits 1907 (Földt. Közl. Bd. XXXVII, S. 208) darauf hinwies, „dass die vier Basalttypen des Balatonberggebietes einem Magma entstammen, welches eine Mittelstellung zwischen BECKES atlantischer und pazifischer Provinz einnimmt, und welches diesen gegenüber durch den grossen Natrongehalt und den hohen OSANN—BECKEschen a-Wert und die relative Armut an Magnesia charakterisiert".

Eine kritische Besprechung der angedeuteten falschen Ausgangspunkte und Behauptungen dürfte hier nicht am Platze sein.

III. Limburgitoid.

Zur dritten Gesteinstype rechne ich jene Gesteine, in welchen sich der Feldspat auffallend vermindert, beziehungsweise in sehr geringer Menge aus dem Gesteinsmagma kristallisiert und sich hie und da, hauptsächlich in Mikrolithengestalt zeigt. Der Augit tritt immer in zwei Generationen auf und zwischen diesen beiden Generationen besteht ein grosser Unterschied.

Es ist für diesen Gesteinstypus sehr charakteristisch, dass als vorherrschende farbige Gemengteile, ausser dem Olivin und dem Augit auch noch andere farbige Gesteinsgemengteile vorkommen, nämlich der rhombische Pyroxen, Amphibol und Biotit.

Diese Gesteine nähern sich auf Grund der Assoziation ihrer Gemengteile von dem an erster Stelle erörterten Basanitoid und den in zweiter Reihe beschriebenen Feldspatbasalten den Limburgiten und dieser Umstand bewog mich dazu, diese mit dem Namen Limburgitoid zu bezeichnen.

Die Limburgitoide sollen auf Grund ihrer farbigen Gemengteile: 1. in Augit-, 2. rhombische Pyroxen-, 3. in Biotit Amphibol-Limburgitoide gegliedert werden

1. Der Augit-Limburgitoid steht auf Grund seiner Assoziation den Magnetit-Ilmenit-Basanitoiden am nächsten, von denen er sich nur durch seinen stark verminderten Feldspatgehalt unterscheidet. Ausser Augit und Olivin tritt in kleinen Körnchen reichlich auch Magnetit auf und auch die Nephelinitoid-Mezostasis fehlt nicht.

Zu dieser Varietät gehört das Gestein des Kopaszhegy.

In den aus der Basaltdecke des Kopaszhegy angefertigten Dünnschliffen ist unter dem Mikroskop die Verwandtschaft zwischen dem Basanitoid und dem Augit-Limburgitoid sehr schön zu studieren; ganz besonders aber der durch den Tótihegy vertretenen Varietät.

2. Der rhombische Pyroxen-Limburgitoid unterscheidet sich von der vorigen Varietät hauptsächlich dadurch, dass ausser dem Monoklin-Pyroxen, d. h. dem in zwei Generationen auftretenden Augit auch rhombischer Pyroxen unter die wesentlichen Gemengteile gehört und darin in porphyrisch eingestreuten grossen Kristallen vorkommt. (Siehe die Tafel I, Fig. 4.)

In dieser Varietät erscheint der rhombische Pyroxen von monoklinem Pyroxen: einer Augithülle umgeben (Vergl. Fig. 26), zwischen dem rhombischen Pyroxen und der Augithülle befindet sich ein aus Mikrolithen bestehender Kranz. Die äussere Augithülle ist auf Grund der Auslöschung, der violetten Interferenzfarbe und der grossen Dispersion Titanaugit. Die winzigen Körnchen des Mikrolithenkranzes werden nicht einmal von der stärksten Vergrösserung in genügender Weise von einander getrennt, doch mit Betracht darauf, dass sich an einer Stelle Olivin mit einem gelblichbraunen Umwandlungsprodukte fand, und dass sich diese Umwandlung auch im Mikrolithenkranze fortsetzt, wird wahrscheinlich auch der Mikrolithenkranz aus Olivin gebildet

Der rhombische Pyroxenkern ist in dem aus dem Deyk des Bondoró angefertigten Dünnschliffe auf Grund seines negativen optischen Charakters Hypersthen. Im Gesteine des Rekettyés ist der auch in Fig. 26 dargestellte rhombische Pyroxenkern hingegen wahrscheinlich Bronzit. Mit Rücksicht darauf dass sich auf dem

Schnitte in der Zone (100 : 001) nur ein Achsenbild zeigt, und es mir auch durch Umdrehen nicht gelang das andere Achsenbild in das Gesichtsfeld zu bekommen, was für einen grossen Achsenwinkel spricht, dass ferner auch kein Dichroismus wahrnehmbar war, muss an Bronzit gedacht werden.[1] Diese Annahme wird auch durch die chemische Analyse unterstützt, insofern in der OSANNschen Molekulgruppe *F*, welche die Komponenten der farbigen Gemengteile umfasst, nach der BECKEschen Methode gerechnet, $Ca : Mg : Fe = 2{\cdot}3 : 5{\cdot}2 : 2{\cdot}5$ ist, d. h. von *Fe* eine relativ genommen geringe Quantität vorhanden ist. Das Übergewicht des *Mg* deutet nach BECKE[2] auf das Auftreten des rhombischen Pyroxens, so dass der Gehalt unseres Gesteines an rhombischem Pyroxen auch chemisch bestätigt ist.

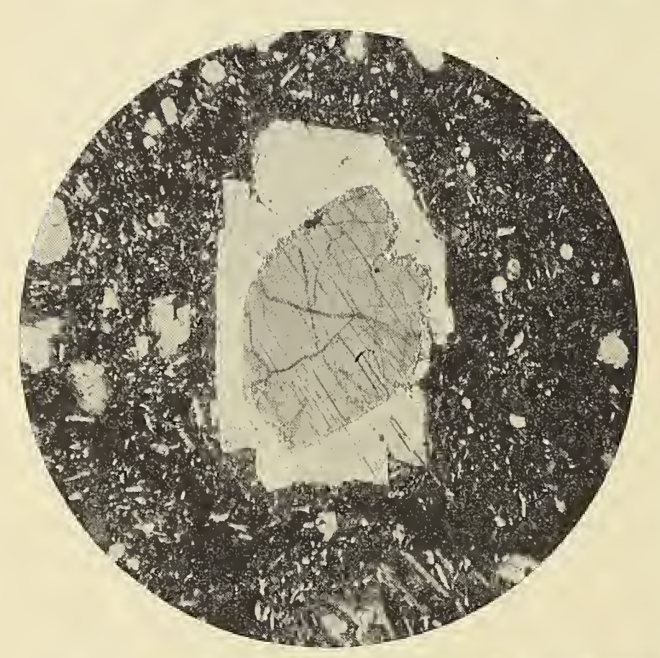


Fig. 26. Rhombischer Pyroxen mit monokliner Pyroxenhülle aus dem Gesteine des Rekettyés. Zwischen gekreuzten Nikols 1 : 33.

Ein solches Vorkommen des rhombischen und monoklinen Pyroxens wird in der Literatur des öfteren erwähnt.

BOŘICKY besagt im Jahre 1873 auf S. 134 seines angeführten Werkes folgendes: „In einem grossen Augitdurchschnitte fand sich als Einschluss eine grosse Dialagtafel[3] vor. Dieselbe, etwa harfenähnlich begrenzt und von einer dichten Anhäufung von angeflossenen Fragmenten des Dialag, von Schlackenkörnchen, Glaspartikeln und Gasblasen umsäumt, zeichnet sich durch sehr dichte parallele Riefen aus, an denen man deutlich bemerkt, dass sie theils Querschnittskanten von treppenförmig übereinander gelagerten, äusserst dünnen Lamellen, theils gedehnte Hohlräume sind“.[4]

H. BÜCKING erwähnt auf S. 165 seines angeführten Werkes aus dem Basanite des Steinsburg einen derartigen Fall. Er hält den Kern für Enstatit und die äussere Hülle, welche keine flache Umgrenzung hatte, für Augit, da die mit dem Kerne parallel verlaufende Spaltung mit der Spaltungslinie unter 36° ausgelöscht wird.

Im Jahre 1892 berichtet F. SCHAFARZIK von einem Augitmikrolithen-Hypersthen-Andesit, welcher von der Nordlehne des westlichen Gipfels des Cserháthegy herstammt, dass ein Hypersthen-Kristall von homogener Substanz von einem verzwillingten Augit dick umhüllt war, was besonders bei polarisiertem Lichte deutlich zu beobachten

[1] Vergl. l. c. S. 395.

[2] S. 229.

[3] Siehe l. c. Taf. III, Fig. 2.

[4] Vielleicht ebenfalls rhombischer Pyroxen.

war[1] und erwähnt, dass beide kristallographisch orientiert verwachsen waren. Von einem Mikrolithenkranze macht er keine Erwähnung.

Im Jahre 1895 erwähnt F. Rinne ein solches Vorkommen aus Hessen aus dem Leucitbasalt der Schanze bei Gudensberg und bildet dasselbe auch ab[2] Er sagt darüber, dass der Kern aus Bronzit, der Mikrolithenkranz aber aus Olivinkörnchen besteht. Hier fehlt jedoch die Augithülle.

Frank van Horn[3] bestimmt im Jahre 1898 den rhombischen Pyroxen als Hypersthen und den Monoklin als Dialag.

In neuerer Zeit erwähnt A. Schwantke ein ähnliches Vorkommen aus dem Basalt der Umgebung von Marburg und stellt dasselbe auch bildlich dar.[4] Auch er nennt den rhombischen Pyroxen Bronzit und bestimmt die gitterartigen Bruchteile, welche die Hülle bilden, als Augit, den zwischen beiden befindlichen Kranz aber hält er für Augit.[5]

In dem aus dem Deyk des Bondoró angefertigten Dünnschliffe wird der rhombische Pyroxen von negativ optischem Charakter, also der Hypersthen ebenfalls gitterartig vom Titanaugitfragment umhüllt, in denselbem Dünnschliffe gibt es aber auch zwei solche Kristalle, bei welchen der verhältnismässig kleinere rhombische Pyroxenkern von einer grösseren und kristallographisch gut begrenzten Titanaugithülle umgeben wird, in ersterem Falle hat sich dazwischen kein Mikrolithenkranz eingeschaltet, im letzteren ist aber auch dieser vorhanden.

Es verdient noch erwähnt zu werden, dass in dieser Varietät die kleineren Individuen der beiden Titanaugitgenerationen eine sehr schön wahrnehmbare Sanduhrstruktur aufweisen. Der Olivin ist zumeist zersetzt und tritt stellenweise auch als Iddingsit auf. In den Feldspat-Mikrolithen beschränkt er sich nur auf die Basis.

Zu dieser Varietät gehört der Rekettyés, der Sátormál und der Deyk des Bondoró.

Herr Dr. Koloman Emszt war so freundlich das Gestein des Rekettyés chemisch zu analysieren. Nach ihm ist die chemische Zusammensetzung des Gesteins die folgende:

		%			%
SiO_2	=	46·14	MgO	=	8·81
TiO_2	=	1·77	K_2O	=	0·61
Fe_2O_3	=	6·45	Na_2O	=	2·88
FeO	=	4·72	H_2O	=	1·84
Al_2O_3	=	14·74	PO_4	=	0·71
CaO	=	10·57			99·23

[1] Schafarzik Fr.: Die Pyroxenandesite des Cserhát; Mitt. a. d. Jahrb. der kgl. ung. Geol. Reichsanstalt Bd. IX, Heft 7, S. 318 und Taf. VIII, Fig. 3.

[2] Rinne F.: Ueber rhombischen Augit als Contactproduct etc.; Neues Jahrbuch f. Mineral. Geol. etc. Jahrg. 1895. Bd. II, S. 242 und Taf. VII, Fig. 3

[3] Frank R. van Horn: Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien; Tschermak's Mineral. u. Petr. Mitteil. Bd. XVII, S. 401.

[4] Schwantke A.: Über eine interessante Verwachsung von monoklinem und rhombischem Augit im Basalt. Centralblatt für Miner. etc. 1902. S. 15.

[5] Wiegel H. teilt in seiner Abhandlung über „Die Verwitterungserscheinungen des basaltischen Olivins, insbesondere das rote Mineral und einige Verwachsungen von rhombischem und monoklinem Augit" ebenfalls solche Fälle mit. Er nennt den rhombischen Pyroxen Enstatit. Dieselbe Abhandlung befasst sich auch mit der Zersetzung des Olivins eingehender.

Nach der LOEWINSON—LESSINGschen Methode umgerechnet, ergibt sich folgendes:

		Mol. prop.		
SiO_2	=	0·810	. . .	8·1
Al_2O_3	=	0·152	} . .	1·9
Fe_2O_3	=	0·042		
FeO	=	0·069	} 5·0	} . 5·6
MgO	=	0·232		
CaO	=	0·199		
Na_2O	=	0·049	} 0·6	
K_2O	=	0·007		

Hieraus die empirische Formel: 5·6 $\overline{R}O$, 1·0 R_2O_3, 8·1 SiO_2 und der Aziditätskoeffizient: $\alpha = 1{\cdot}43$.

Dieser Aziditätskoeffizient bringt diese Gesteinsvarietät dem Magnetit-Ilmenit-Basanitoid chemisch sehr nahe. Das α des Basanitoids vom Tátika war: 1·45, das

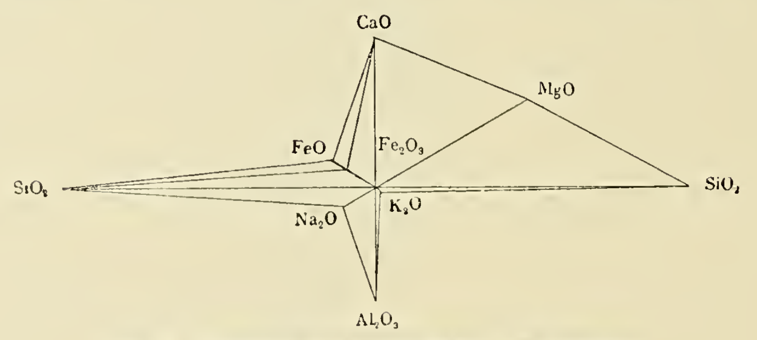


Fig. 27. Graphikon des Limburgitoids des Rekettyés.

α der Basanitoiden des Tótihegy: 1·47. Die Gesteinsverwandtschaft gelangt auch in der auffallenden Übereinstimmung der empirischen Formeln zum Ausdruck:

Rekettyés . . .	5·6	$\overline{R}O$	1·9	R_2O	8·1	SiO_2
Tótihegy . . .	5·3	„	2·0	„	8·3	„
Basis des Tátika .	5·0	„	2·0	„	8·0	„

Im gleichen Sinne wird diese Verwandtschaft auch durch die OSANNsche Typusformel ausgedrückt:

Rekettyés . . .	*s* 52·6	*a* 1·9	*c* 3·2	*f* 14·9
Tótihegy . . .	*s* 54·9	*a* 2·1	*c* 3·5	*f* 14·4
Basis des Tátika .	*s* 53·3	*a* 5·1	*c* 2·0	*f* 12·7

Das *s* ausser acht gelassen, weist die in Frage stehende Gesteinsvarietät besonders mit dem Gesteine des Tótihegy eine Übereinstimmung auf, was auf dem MICHEL—LÉVY—BRÖGGERschen Graphikon noch augenscheinlicher ist.

Die *Sal*-Seite verflacht sich bei allen beiden sehr, da die Natron- und Kali-Molekulkomponenten in den Hintergrund gedrängt sind. Die *Fem*-Seite hebt sich

stark hervor, das Vorherrschen der farbigen Gemengteile andeutend. Aus dem Verhältnis der in F enthaltenen Metallelemente im Sinne BECKES ausgedrückt:

Rekettyés . $Fe : Ca : Mg = 2·5 : 2·3 : 5·2$
Tótihegy . $Fe : Ca : Mg = 3·3 : 2·2 : 4·5$

geht hervor, dass das Mg im Gesteine des Rekettyés ein nahezu absolutes Übergewicht erhält.

3. Im Biotit-Amphibol-Limburgitoid (siehe Fig. 5 der Taf. I) tritt Amphibol und Biotit in die Mineralassoziation des Gesteines ein. Der Biotit kommt in kleinen Täfelchen vor: der Pleochroismus ist stark, hell und dunkelgrün. Der Amphibol, welcher aus unseren ungarischen Basalten, soviel ich weiss, von BUDAI (aus dem Hargita)[1] und HOFMANN[2] erwähnt wird, ist in unserem Gesteine bräunlich und zeigt ebenfalls einen starken Pleochroismus; $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ = hellgelb, $\mathfrak{c}$ = gelblichgrün. Die den Amphibol charakterisierende spitzwinkelige Spaltungsfläche ist deutlich wahrnehmbar. Auch die Erscheinung der magmatischen Resorption ist sehr lehrreich zu beobachten. In dem aus dem Gesteine von Mencshely angefertigten Dünnschliffe erscheinen einzelne Amphibole von einem aus Magnetitkörnchen bestehenden Hof

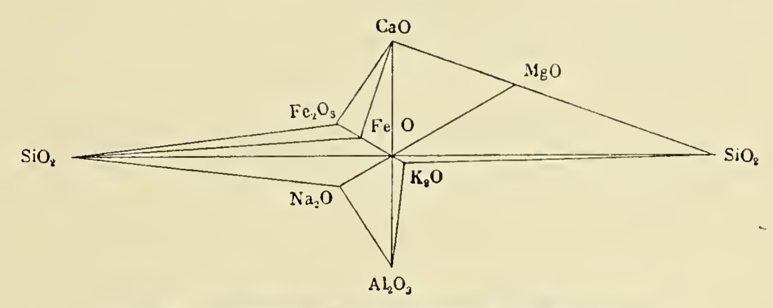


Fig. 28. Graphikon des Limburgitoids des Mencshely.

umgeben, in anderen sind auch längs der Spaltung Magnetitkörnchen zu sehen, andere wieder erscheinen in ihrer Substanz gänzlich resorbiert, als ein Magnetitkörnchenaggregat. Die Fig. 6 auf Taf. I führt einen solchen resorbierten (im Sinne SOELLNERS zu Rhönit gewordenen) Amphibol aus dem Limburgitoid des Öreghegy bei Mindszentkálla vor.

Zu dieser Gesteinsvarietät gehört Mencshely und die kleine basaltische Gesteinsdecke des Öreghegy bei Mindszentkálla.

Das Gestein von Mencshely besteht nach der Analyse des Herrn Dr. KOLOMAN EMSZT aus folgenden Bestandteilen:

	%		%
SiO_2	= 46·18	CaO	= 8·24
TiO_2	= 2.27	Na_2O	= 4·75
Al_2O_3	= 14·26	K_2O	= 1·32
Fe_2O_3	= 6·93	PO_4	= 0·51
FeO	= 5·72	H_2O	= 2·14
MgO	= 7·23	Zusammen:	99·55

[1] BUDAI J.: Zur Petrographie d. südl. Hargita; Földt. Közl. Bd. XI, 1881, S. 301 und 302.
[2] HOFMANN K.: Die Basaltgesteine d. südl. Bakony. S. 193.

Nach Loewinson—Lessing umgerechnet:

		Mol. prop.		
SiO_2 . .	= 0·813 .	. 8·1		
Al_2O_3 .	= 0·146	. 1·9		
Fe_2O_3 .	= 0·046			
FeO . .	= 0·084			
MgO . .	= 0·191	4·3		5·3
CaO . .	= 0·155			
Na_2O .	= 0·081	1·0		
K_2O . .	= 0·015			

Hieraus die empirische Formel: 5·3 $\overline{R}O$ 1·9 R_2O_3 8·1 SiO_2 und der Aziditätskoeffizient, $\alpha = 1·47$.

Der Aziditätskoeffizient bringt diese Gesteinsvarietät mit dem Gestein des Tótihegy (1·47), dem Basalgestein des Tátika (1·45) und des Rekettyés (1·43) in verwandtschaftliche Verbindung. Die empirische Formel bringt dieselbe besonders dem Gesteine des Rekettyés sehr nahe:

Mencshely	. 5·3	$\overline{R}O$	1 9	R_2O_3	8·1	SiO_2
Rekettyés	. 5·6	„	1 9	„	8·1	„

nur an Natron und Kali ist das Gestein des Rekettyés etwas reicher. In der Osannschen Molekulgruppe f stimmen diese zwei Gesteinsvarietäten nahezu gänzlich überein:

Mencshely . . $f = 14·8$
Rekettyés . . $f = 14·9$

Auch das Verhältnis der Metallelemente in f ist auch ähnlich:

Mencshely . $Fe : Ca : Mg = 3·0 : 2·4 : 4·5$
Rekettyés . „ „ „ $= 2·5 : 2·3 : 5·2$

das Übergewicht an Magnesium ist jedoch nicht so bedeutend, wie im rhombischen Pyroxengesteine des Rekettyés.

Das Michel—Lévy—Bröggersche Graphikon bringt auch die chemische Verwandtschaft dieser beiden Gesteine sowohl zueinander, wie auch zu der Basanitoidvarietät des Tótihegy sehr auffällig zum Ausdruck.

IV. **Limburgit.**

Der vorige Gesteinstypus soll aus chemischen Gründen von diesem vierten Gesteinstypus abgeschieden werden, welcher im grossen ganzen den Basanitoiden ebenfalls sehr nahe steht, und sich von diesem wieder nur durch seinen stark verminderten Feldspatgehalt unterscheidet; seine Gemengteile in der Ausscheidungsreihenfolge sind: Picotit, Magnetit, Olivin, Augit und untergeordnet Feldspat.

Der Picotit kommt hier auch nur im Olivin als Einschluss in verhältnismässig grossen quadratischen Schnitten vor.

Der Magnetit tritt gleichfalls im Olivin auf, am häufigsten als Einschluss in schönen quadratischen Schnitten und Körnchen.

Der Olivin ist der grösste Gesteinsgemengteil, welcher in idiomorphen Kristallindividuen auftritt, an vielen Stellen magmatisch korrodiert Den Spaltrissen entlang deutet die Serpentinisierung auf Zersetzung des Olivins.

Der Augit nimmt in grosser Menge am Aufbau des Gesteines teil. Er tritt in zwei Generationen auf. Die porphyrisch verstreuten grossen Individuen sind häufig sternförmig angeordnet, die in Mikrolithen auftretenden beschränken sich auf die Basis oder sind in „Augitaugen" angehäuft.

Der Feldspat beschränkt sich in der Form von Mikrolithen auf die Basis, streifenweise kommt er in etwas grösserer Anzahl vor, im ganzen genommen ist er jedoch ein sehr seltener Gemengteil. Hie und da ist auch rhombischer Natronmikroklin wahrzunehmen.

Die Basis besteht hauptsächlich aus Augit, und Feldspatmikrolithen, zu welchen noch Nephelinitoid-Mezostasis hinzutritt.

Zu diesem Typus gehört die am Dióshegy der Tihanyer Halbinsel entdeckte, kleine basaltische Decke. Da es sich aber dabei, was Ungarn anbelangt, um einen neuen Gesteinstypus handelt, wurde das Gestein auf mein Ersuchen von Herrn Hochschuladjunkten Ludwig Tomasowsky mit folgendem Resultat analysiert:

		%
SiO_2	=	44·71
TiO_2	=	0.92
Al_2O_3	=	21·05
Fe_2O_3	=	6·54
FeO	=	5·74
MgO	=	4·69
CaO	=	10·50
Na_2O	=	2·24
K_2O	=	1·19
Glühverlust:		2·25
Zusammen:		99·83

Die Ergebnisse zur Feststellung der Gesteinsverwandtschaft, nach der Loewinson—Lessing'schen Methode umgerechnet lauten:

		Mol. prop.		
SiO_2 . .	=	0·771 .		. 7·7
Al_2O_3 .	=	0·214		. 2·6
Fe_2O_3 .	=	0·042		
FeO . .	=	0·083	3·0	3·5
CaO . .	=	0·194		
MgO . .	=	0·121		
K_2O . .	=	0·013	0·5	
Na_2O .	=	0·037		

Die Loewinson—Lessingsche empirische Formel ist: 3·5 $\overline{R}O$ 2·6 R_2O_3 7·7 SiO_2 und hieraus der Aziditätskoeffizient $= \alpha = 1·36$.

Auf Grund seines Aziditätskoeffizienten gehört dieses Gestein unter das ultrabasische oder hypobasitische (Monosilikat-Magma), nachdem $\alpha < 1{\cdot}4$.

Innerhalb dieser Gruppe gehört dieses Gestein auf Grund des Verhältnisses $R_2O : RO$ zum Limburgit, nachdem dieses Verhältnis bei den Limburgiten 1 : 5·6 und bei dem Gesteine des Diós 1 : 6 ist, während dieses Verhältnis bei den stammverwandten Gesteinen 1 : 4 oder sich noch kleiner (Nephelinbasit, Leucitbasit, Monchiquiit) oder 1 : 9 und noch grösser (1 : 12) Urtit, beziehungsweise Melilitbasalt erweist.

Für das limburgitische Gesteinsmagma ist nach Loewinson—Lessing, ausser dem Verhältnisse $R_2O : RO$ neben mehr oder weniger Alaunerdegehalt, hauptsächlich das Übergewicht des CaO charakteristisch (l. c. S. 242), während in dem am nächsten stehenden Nephelinbasit des Natron, im Leucitbasit aber das Kali das Übergewicht hat.

Das Übergewicht des CaO über dem Natron und dem Kali, tritt auch aus dem Michel—Lévy—Bröggerschen Graphikon sehr klar und deutlich (siehe Fig. 29) hervor. Auf der *Sal*-Seite verflacht sich das Natron nahezu gänzlich, während auf der *Fem*-Seite über der Magnesia und dem Eisenoxyd + Eisenoxydul der Kalk zur unbedingten Herrschaft gelangt.

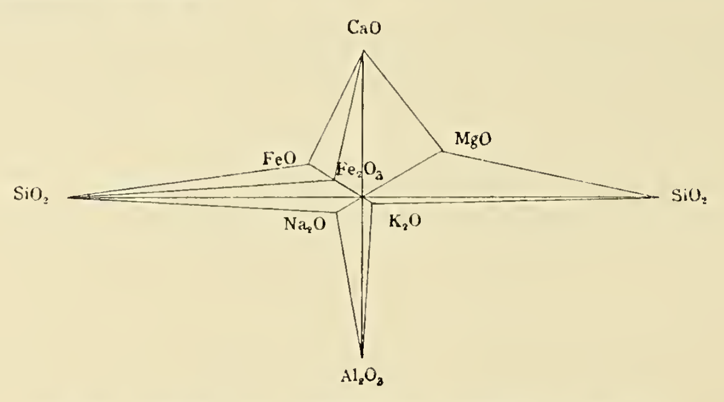


Fig. 29. Graphikon des Limburgits des Dióshegy auf Tihany.

Der Aziditätskoeffizient bringt das Gestein dem Limburgit des Kaiserstuhls sehr nahe, dessen α nämlich 1·37 beträgt, auch an Natron-, Kalk- und Kieselsäuregehalt ist die Übereinstimmung ziemlich gross

Mol. prop.

Tihany . .	Na_2O	0·037,	$CaO = 0{\cdot}194$,	$SiO_2 = 0{\cdot}77$
Kaiserstuhl .	„	0·038,	„ $= 0{\cdot}228$,	„ $= 0{\cdot}74$

unser Gestein ist jedoch an Tonerde bedeutend reicher, die empirische Formel bringt es wieder dem Palma-Limburgit näher.

Tihany .	3·5	$\overline{RO}$	2·6	R_2O_3	7·7	SiO_2
Palma. .	3·2	„	2·5	„	6·8	„

Hier zeigt sich dagegen bei der Kieselsäure eine Abweichung, was sich dann auch im Aziditätskoeffizienten wiederspiegelt, insofern sein α nur 1·2 beträgt (siehe die Limburgite in der Loewinson—Lessingschen Tabelle l. c. S. 460).

Die Osann—Beckesche Typenformel bringt es einesteils dem Gesteine des Tótihegy, andernteils dem des Rekettyés näher, insofern bei allen dreien $a < c < f$ ist.

Tihany	$3{\cdot}4 < 4{\cdot}7 < 11{\cdot}9$	nach OSANN
	$2{\cdot}1 < 6{\cdot}6 < 11{\cdot}3$	nach BECKE
Tótihegy	$2{\cdot}1 < 3{\cdot}5 < 11{\cdot}4$	nach OSANN + BECKE
Rekettyés	$1{\cdot}9 < 3{\cdot}1 < 14{\cdot}9$	„ „ „

Diese Verwandtschaft wiederspiegelt sich auch in den MICHEL—LÉVY—BRÖGGERschen Graphikonen.

Im Gesteine von Tihany verflacht sich auf der *Sal*-Seite der Natron- und Kalikomponent unter sämtlichen Gesteinen am meisten, und am meisten auffällig ist das Übergewicht der Tonerde. Auf der *Fem*-Seite ist das Übergewicht des *CaO* auf dem Graphikon sehr auffallend; im Gesteine von Tihany erlangt das Eisen und Magnesium-Oxyd zusammen, im Gesteine des Tóti und des Rekettyés aber das *Mg* speziell ein relatives Übergewicht.

Anhang.

Herr Universitätsprofessor Dr. EUGEN V. CHOLNOKY in Kolozsvár sendete mir vom Südufer des Balaton, beiläufig aus der Gegend von Faluszemes aus einem Uferschurf eine Handvoll Basaltkiesel. Anstehend ist Basalt in jener Gegend nicht bekannt. In der Nachbarschaft kommt derselbe erst bei Boglár vor. Diese Basaltkiesel aber weichen in ihrer mineralischen Zusammensetzung nicht nur vom Basalte von Boglár, sondern auch von allen Basalttypen der Balatongegend ab. Es ist in diesen nämlich Leucit vorhanden, welcher aber in den Gesteinen Ungarns nach den bisherigen literarischen Daten nicht bekannt war.

Der grösste Teil der Kiesel ist schon sehr zersetzt, aus zweien konnten jedoch der mineralogischen Untersuchung hinlänglich entsprechende Dünnschliffe angefertigt werden.

Der mikroskopischen Untersuchung gemäss schliesst sich dieses Gestein den Amphibol-Limburgitoiden an. Seine Struktur ist porphyrisch. Seine Gemengteile sind: Olivin, Augit, Amphibol, Biotit, Feldspat, Leucit und eine bräunliche Basis.

Der Olivin kommt in grossen Kristallen sehr zersetzt vor und ist vom Eisenoxydniederschlage rot gefärbt.

Der Augit ist blassviolett, von starker Dispersion, Titanaugit, mit Sanduhrstruktur und erscheint auch sternförmig angeordnet.

Die Hornblende tritt in grossen Kristallen porphyrisch verstreut auf, mit dem charakteristischen Spaltungsnetze, $\mathfrak{a}$ = hellgelb, $\mathfrak{b}$ = hellgelblichbraun, $\mathfrak{c}$ = bräunlichgrün

Der Biotit ist mit dem Pyroxen verwachsen.

Der Leucit erscheint in der charakteristischen kreisförmigen Umgrenzung, ist jedoch hauptsächlich durch sein anormales optisches Verhalten kenntlich, welches besonders unter der Gipsplatte II ins Auge fällt.

In der Basis sind wesentlich Augitmikrolithe und spärlich Feldspatmikrolithe zu beobachten.

Von sekundären Produkten tritt der Kalcit am häufigsten auf; unter den Einschlüssen aber konnten Quarzkörnchen beobachtet werden, welche aus dem pontischen Sande in das Magma geraten sind.

V. ABSCHNITT.

DIE BLUTSVERWANDTSCHAFT DER BASALTISCHEN GESTEINSTYPEN DER BALATONGEGEND. DER GANG DER MAGMATISCHEN DIFFERENZIERUNG. DAS RELATIVE ALTER DER GESTEINSTYPEN.

I. Die Blutsverwandtschaft der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend (consanguinity).

Die chemische Analyse der im vorigen Abschnitte besprochenen Gesteinstypen bietet auch zur näheren Bestimmung der Blutsverwandtschaft Anhaltspunkte. Einige verwandtschaftliche Züge der Gesteinstypen können auch unmittelbar den Daten der Analyse entnommen werden. Des leichteren Vergleichs halber sollen die mir zur Verfügung stehenden Daten, an dieser Stelle nebeneinander gestellt werden:

	Basalt	Basanitoid		Limburgitoid		Limburgit
	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO_2 . .	48·99	46·78	46·34	46·18	46·14	44·71
TiO_2 . .	0·98	1·78	0·78	2·27	1·77	0·92
Al_2O_3 .	16·33	14·66	18·37	14·26	14·74	21·05
Fe_2O_3 .	4·27	7·25	2·81	6·93	6·45	6·54
FeO . .	6·19	5·22	7·24	5·72	4·72	5·74
MgO . .	3·96	6·81	4·22	7·23	8·81	4·69
CaO . .	8.90	9 61	8.63	8·24	10·57	10·50
Na_2O .	5·21	3·08	5·94	4·75	2·87	2·24
K_2O . .	1·40	0·45	3·13	1·32	0·61	1·19
H_2O . .	3.08[1]	1·78	2·32[1]	2·14	1·84	2·25[1]
PO_4 . .	—	0·45	—	0·51[1]	0·71	—
	99·31	97·87	99·78	99·55	99·23	99·83

1. Tátika, Schlossberg, analysiert von Ludwig Tomasowsky.
2. Tótihegy, analysiert von Dr. Koloman Emszt.
3. Basis des Tátika, analysiert von Ludwig Tomasowsky.
4. Mencshely, analysiert von Dr. Koloman Emszt.
5. Rekettyés, „ „ Dr. Koloman Emszt.
6. Tihany, „ „ Ludwig Tomasowsky.

[1] Glühverlust.

Noch auffallender wird die Verwandtschaft auf den Michel—Lévy—Bröggerschen Graphikonen. Eine besonders auffallend grosse Übereinstimmung herrscht einesteils zwischen dem Basanitoid des Tótihegy, dem rhombischen Pyroxen-Limburgitoid und dem Hornblende-Limburgitoid von Mencshely, andernteils aber zwischen dem Feldspat-Basalt und dem Basanitoid des Tátika. (Vergl. Fig. 24, 27 und 28.)

Ebenso unverkennbar ist jedoch auch das Verwandtschaftsband zwischen dem Amphibol-Limburgitoid von Mencshely, dem Basalte des Tátikaschlossberges und dem Basanitoid der Basis des Tátika. (Vergl. Fig. 28, 25 und 23.)

Jedoch auch zwischen dem Limburgit von Tihany, dem Limburgitoid des Rekettyés, und dem Basanitoid des Tótihegy ist eine gewisse Verwandtschaft wahrzunehmen. (Vergl. Fig. 29, 26 und 24.)

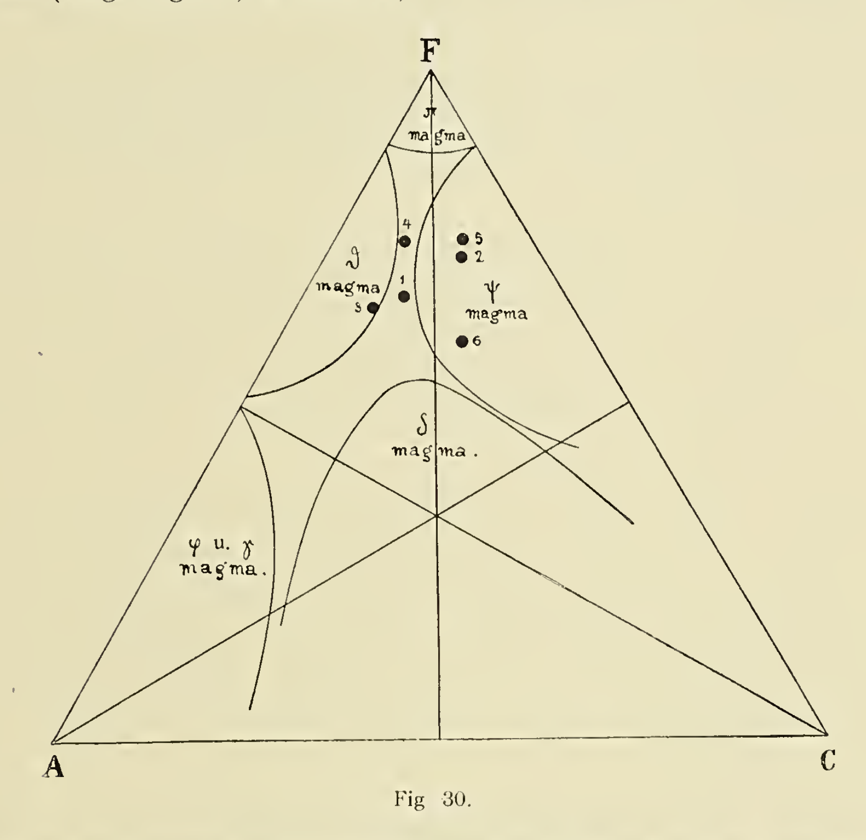


Fig 30.

Es wird in neuerer Zeit immer häufiger betont, dass sich die Gesteinverwandtschaft weit entschiedener hervorhebt, wenn die Komponenten der Analysen in molekulare Proportionen umgerechnet und die Molekule der Verwandtschaft gemäss gruppiert, die Verwandtschaft in Formeln zum Ausdrucke gebracht wird. Sehr gut eignet sich zu diesem Zwecke die Umrechnungsmethode von Osann und Becke, welcher auch eine graphische Darstellung beigefügt ist.

Die Gesteinsanalysen nach der Osannschen Methode umgerechnet, erhält man folgende Typusformeln:

	s	*a*	*c*	*f*
1. Tátikaschlossberg . . .	56·8	4·2	2·6	13·2
2. Tótihegy	54·9	2·1	3·5	14·4
3. Basis des Tátika . .	53·3	5·1	2·0	12·9

	s	a	c	f
4. Mencshely	54·0	3 4	1·8	14 8
5. Rekettyés	52·6	1 9	3·2	14·9
6. Tihany	51·3	3·4	4·7	11 9

Auf Grund der Zahlenwerte *a, c, f* der Typusformel ist dem Gesteinstypus im OSANNschen Dreieck der in beigefügter Figur veranschaulichte Platz zuzuweisen (Vergl. Fig. 30).

Aus dem OSANNschen Graphikon ist ersichtlich, dass unsere Gesteinstypen aus einem Magma entstanden sein dürften, welches die Eigenschaften, bezw. die „Kerne" des gabbroischen ψ-, des theralithischen ϑ- und des peridotitischen π-Magma in sich vereinigt hat.

Die Blutsverwandtschaft der Gesteine einzelner petrographischer Provinzen kann in sehr plausibler Weise mit jener Methode nachgewiesen werden, welche nach OSANN von F. BECKE in seinem: „Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine"[1] weiter entwickelt wurde.

Die vergleichende Untersuchung der Eruptivgesteine dieser beiden petrographischen Provinzen führte BECKE zu dem Resultate, dass sich die Sippschaft der Gesteine des Böhmischen Mittelgebirges und der atlantischen Provinz durch den verhältnismässigen Reichtum an leichten Elementen ($Na + Mg + Al$), von der Sippschaft der amerikanischen Anden wie der pazifischen Eruptivgesteine unterscheidet, für welche hinwieder das verhältnismässige Übergewicht an schweren Elementen ($Ti + Fe + Ca + K$) charakteristisch ist

Die Eruptivgesteine dieser beiden Provinzen sind neovulkanisch und spielen unter diesen an beiden Stellen die basaltischen Gesteine eine grosse Rolle.

Nachdem innerhalb dieser zwei Gesteinsverwandtschaften, einesteils die basaltischen Gesteine des böhmischen Mittelgebirges und die atlantischen basaltischen Gesteine, andernteils aber die pazifischen durch innige Verwandtschaft verknüpft sind, und diese Verwandtschaft auch im OSANNschen Dreieck sehr auffallend zum Ausdruck gelangt, versuchte ich das Verwandtschaftsverhältnis der basaltischen Gesteine der Balatongegend zu den basaltischen Gesteinen dieser beiden Gesteinsprovinzen festzustellen.

Zu diesem Zwecke habe ich die Analysen der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend nach der BECKEschen Methode umgerechnet, und so die folgende Tabelle gewonnen:

	Feldspatbasalt	Basanitoid		Limburgitoid		Limburgit	Mittel
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	
Si	47·5	47·1	43·6	45 5	45·4	43 7	45·5
Al	18·4	16·9	20·1	15·6	16 6	23·8	18·7
Fe	8·0	9·6	7·6	9·5	8·4	9·3	8·7
Mg	5·7	10·0	5·9	10·3	12·6	6·8	8·5
Ca	9·1	10·1	8 6	8.4	10 8	10·8	9·6
Na	9·6	5·8	10·7	8·7	5·3	4·2	7·4
K	1·7	0·6	3·7	1·6	0·7	1·5	1·6

[1] TSCHERMAKS Min. und Petr Mitteil. (Neue Folge) Bd. XXII, S. 209.

	Feldspatbasalt 1.	Basanitoid 2.	3.	Limburgitoid 4.	5.	Limburgit 6.	Mittel
a	4·2	2·1	5·1	3·4	1·9	2·1	3·1
c	2·6	3·5	2·0	1·8	3·2	6·6	3·3
f	13·2	14·4	12·9	14 8	14·9	11·3	13·6
$a-f$	—9·0	—12·3	—7·8	—11·5	—13·1	—9·2	—10·5
k	0·8	0·8	0·7	0·8	0·9	0·9	0·8
In F *Fe*	3·6	3·2	3 6	3·1	2·5	4·5	3·4
In F *Mg*	3·2	4·6	3·2	4·5	5·2	4·4	4·2
In F *Ca*	3·2	2·2	3·2	2·4	2·3	1·1	2·4

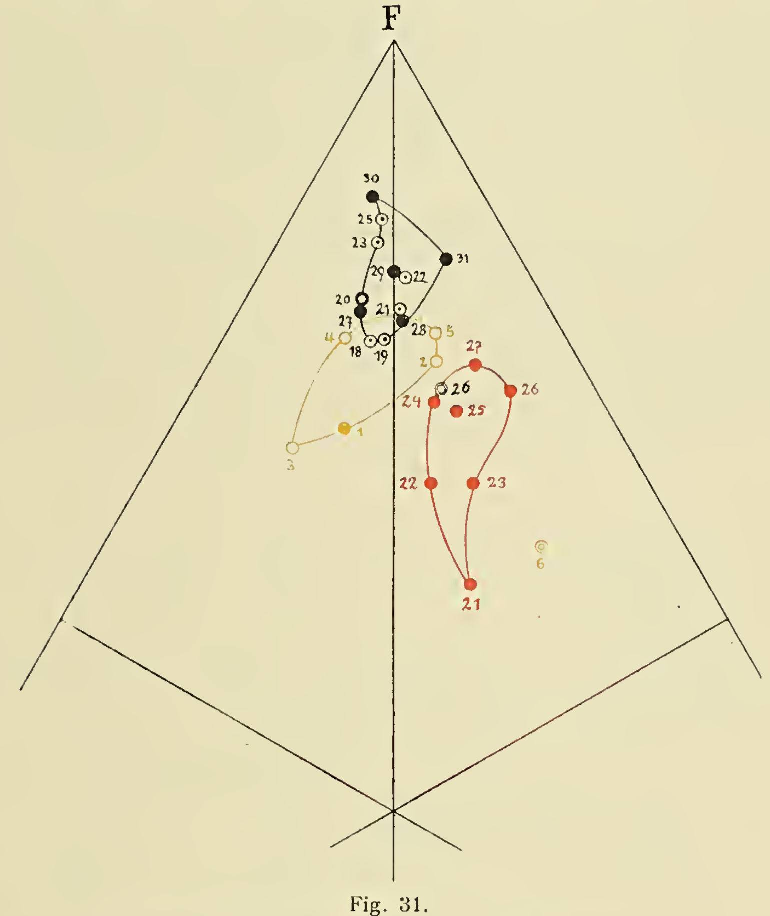


Fig. 31.

1. Tátikaschlossberg.
2. Tótihegy.
3. Basis des Tátika.
4. Mencshely.
5. Rekettyés.
6. Tihany.

Auf Grund der gewonnenen a, c, f, deren Zahlenwerte nur bei den Limburgiten von Tihany von den Osannschen Konstanten abweichen, trug ich (mit gelber Farbe) die Stellen der Gesteinstypen in das Osannsche Dreieck ein, und bezeichnete ebendort einesteils die Stellen der basaltischen Gesteine des böhmischen Mittelgebirges (schwarz) und andernteils auch die der amerikanischen Anden (rot) (Vergl. Fig. 31).

Demnach nehmen die basaltischen Gesteine der Balatongegend eine Mittelstelle zwischen den basaltischen Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden ein.

Diese Mittelstelle der basaltischen Gesteine der Balatongegend hebt sich sehr entschieden auch aus einem eingehenden Vergleich heraus. Zu diesem Zwecke habe ich die Mittelwerte der „sieben petrographischen Elemente", des *a*, *c*, *f*, des *k* und des im *F* enthaltenen *Fe*, *Mg*, *Ca* in Berücksichtigung der basaltischen Gesteine dieser drei Gebiete berechnet, und zwar aus dem böhmischen Mittelgebirge auf Grund von 14, aus den Anden von 7, und aus der Balatongegend von 6 Gesteinsanalysen.

	Si	*Al*	*Fe*	*Mg*	*Ca*	*Na*	*K*	*a*	*c*	*f*	*k*	in *F*		
												Fe	*Mg*	*Ca*
Böhmisches Mittelgebirge	40·1	16·6	10·4	12·7	11·9	6·6	1·8	2·2	2·1	15·7	0·6	3·4	4·1	2·5
Balatongegend . . .	45·5	18·7	8·7	8·5	9·6	7·4	1·6	3·1	3·3	13·6	0·8	3·4	4·2	2·4
Anden	49·8	19·2	5·9	8·8	9·7	5·2	1·2	2·6	4·7	12·9	0·9	3·4	4 9	1·8

Becke hat als chemische Hauptverschiedenheit die grössere Zahl *Si*- und *Al*-Atomen und den grösseren *c*-Gehalt der Eruptivgesteine der Anden, den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges gegenüber nachgewiesen. (L. c. S. 226.) Diese Verschiedenheit, auch betreffs der basaltischen Gesteine geht unzweideutig aus den ausgerechneten Mittelwerten hervor und zugleich ist ebenso ersichtlich, dass die basaltischen Gesteine der Balatongegend auch in dieser Hinsicht zwischen den Basalten des böhmischen Mittelgebirges und der Anden eine Mittelstelle einnehmen.

	Si	*Al*	*c*
Böhmisches Mittelgebirge .	40·1	16·6	2·1
Balatongegend	45·5	18·7	3·3
Anden	49·8	19·2	4·7

Eine Mittelstelle gebührt den basaltischen Gesteinen der Balatongegend auch im Verhältnisse der leichten und schweren Metalle.

	Al + *Mg* + *Na*	*Ti* + *Fe* + *Ca* + *K*
Böhmisches Mittelgebirge . .	35·9	24·9
Balatongegend	34 6	20·2
Anden	33·3	16·8

Das basaltische Magma der Balatongegend gegenüber dem basaltischen Magma des böhmischen Mittelgebirges und der Anden, ist durch grossen Natrongehalt, den grossen *a*-Wert und den kleineren Magnesiumgehalt charakterisiert, wie dies auch aus der folgenden Tabelle ersichtlich ist:

	Na	*a*	*Mg*
Böhmisches Mittelgebirge. .	6·6	2·2	12·7
Balatongegend	7·4	3·1	8·5
Anden	5 2	2·6	8·8

II. Der Gang der Differenziation.

Jene Verschiedenheiten, welche sich zwischen den Eruptivgesteinen einer einzelnen petrographischen Provinz oder den mit Fäden der Blutsverwandtschaft verknüpften Gesteinen kundgeben, werden vielfach auf die Differenzierung und Absonderung des Stammagma zurückgeführt.

In Bezug auf Konstitution des Stammagma können nur mit Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Gesteinstypen einige Folgerungen gezogen werden.

Becke sagt von dem Stammagma des Böhmischen Mittelgebirges und der Anden, dass die Gesteinsverwandtschaft dieser beiden petrographischen Provinzen nach Untersuchungen aus einem solchen Stammagma entstanden sein dürfte, welches der Konstitution der Basalte näher gestanden hat, als der der Phonolithe.

In der Balatongegend nehmen die Andesite, welche in den Anden und im Böhmischen Mittelgebirge eine so grosse Rolle spielen, eine sehr untergeordnete Stelle ein, daher ist es sehr wahrscheinlich, dass das Stammagma der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend der Konstitution der Basalte noch viel näher gestanden ist.

Soret's Experimente haben bestätigt, dass im Magma dem Vant' Hoffschen osmotischen Druckgesetze entsprechend die gelösten Partikel der Auskühlungsfläche zuwandern. Auch die Erfahrung hat gezeigt, dass diese magmatische Separation mit der Kristallisierung, der Mineralausscheidung, deren Reihenfolge Rosenbusch und Lagorio festgestellt haben, parallel fortschreitet. Demgemäss beginnen immer die schwerer lösbaren Gemengteile die Diffundierung gegen die Auskühlungsfläche. Dies bedeutet mit anderen Worten, dass sich aus dem Stammagma zuerst das basische oder Femgestein ausscheidet, diesem die weniger basischen Gesteinglieder folgen, bis die Reihe endlich durch das Azide oder Salgestein beschlossen wird.

Brögger, einer der begeistertsten Verfechter der Differenziation, hat diese Reihenfolge im Monzoni-Gebiete und in den christianischen petrographischen Provinzen, Geikie auf den englischen Inseln an paläovulkanischen, H. v. Böckh in der Umgebung von Selmeczbánya an neovulkanischen Gesteinen nachgewiesen.

Im Sinne der Mineralausscheidungsreihenfolge von Rosenbusch ist das nach Absonderung je eines Gesteines zurückgebliebene Magma an *Si* reicher als das abgelöste Gestein.

Alldies vor Augen gehalten, denke ich mir den Differenziationsvorgang des basanitischen Magma der Balatongegend folgendermassen.

Aus dem basanitischen (Stamm-) Magma lösten sich dreimal im schnellen nacheinander folgende Gesteinstypen ab:

I.	1. Basis des Tátika	$\alpha = 1{\cdot}45$,	$s = 53{\cdot}3$
	2. Tótihegy . . .	$\alpha = 1{\cdot}47$,	$s = 54{\cdot}9$
II.	1. Rekettyés . . .	$\alpha = 1{\cdot}43$,	$s = 52{\cdot}6$
	2. Mencshely . .	$\alpha = 1{\cdot}47$,	$s = 54{\cdot}0$
III.	1. Tihany	$\alpha = 1{\cdot}36$,	$s = 51{\cdot}3$
	2. Tátikaschlossberg	$\alpha = 1{\cdot}62$,	$s = 56{\cdot}8$

Gelegentlich des ersten Eruptionzyklus hat sich aus dem basanitischen (Stamm-) Magma vorher die basenreichere Varietät (Basis des Tátika, Szigligeter Typus) des Basanitoid-Gesteinstypus und darnach allsogleich die minder basische Varietät des Basanitoids: die Varietät des Tótihegy abgelöst, welche gegenüber der vorigen den Magmaüberschuss vertritt.

Bei Gelegenheit des zweiten Eruptionszyklus haben sich L i m b u r g i t o i d e ergossen, und zwar zuerst der mehr basische rhombische Pyroxen-Limburgitoid (Reketytyés) und dann der minder basische Biotit-Amphibol-Limburgitoid (Mencshely). Dies entspricht der Mineralausscheidungsreihenfolge LAGORIOS, nach welcher sich zuerst der rhombische Pyroxen und darauf die Hornblende und der Biotit abgelöst haben.



Fig. 32. Der Tátika von Westen, vom Meierhofe Hidegkút aus.

Der dritte Eruptionzyklus hat den sehr basischen Limburgit (Tihany) und den am wenigsten basischen F e l d s p a t b a s a l t (Tátikaschlossberg) geliefert.

Diesen Vorgang der magmatischen Absonderung bekräftigte auch das Altersverhältnis der beschriebenen basaltischen Gesteinstypen.

III. Das relative Alter der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend und deren Rolle beim Aufbau der basaltischen Berge.

Auf Grund meiner bisherigen Untersuchungen ist es mir gelungen das relative Alter der am massenhaftesten auftretenden ersten zwei Gesteinstypen, nämlich des Magnetit-Ilmenit-Basanitoids und des Ilmenit-Magnetit-Feldspat-Basaltes ganz bestimmt festzusetzen.

Den Schlüssel zur Bestimmung des relativen Alters dieser beiden Gesteinstypen bot die Tátikagruppe.

Der Tátika ist aus zwei Teilen zusammengesetzt. Die Basis des Berges ist ein umfangreiches Basaltplateau und darauf lagert der mit einer Burgruine gekrönte kegelförmige Berggipfel. Dieser Aufbau des Berges ist besonders von der Spitze des Szebike sehr genau zu sehen, oder, wie dies auch die beigefügte Fig. 32 zeigt, von der Meierei Hidegkút, ja sogar auch von Sümeg aus.

Das umfangreiche untere Basaltplateau besteht aus Magnetit-Ilmenit-Basanitoid und ist ein vollkommenes Ebenbild des Szigligeter Ganges oder des kompakten

Eruptivgesteines des Fonyóder Berges. Das Gestein des Berggipfels, d. h. des Schlossberges ist ein typischer Ilmenit-Magnetit-Feldspat-Basalt. Von der gelblichbraunen Glasbasis ist darin nicht einmal eine Spur vorhanden und auch die Nephelinitoidpartien fehlen gänzlich. Die grossen Ilmenittafeln und Ilmenitsplitter und auch der reichliche Feldspatgehalt bezeugen, dass das Gestein des Schlossberges Feldspatbasalt ist.

Dass das untere Basanitoidplateau und der Feldspatbasalt der oberen Bergkuppe aus verschiedenen Ergüssen entstanden sind, darauf weisen die oben mitgeteilten chemischen Analysen und die daran geknüpften Schlüsse ganz offenbar hin.

Hier dürfte es vielleicht genügen nur auf den in den Aziditätskoeffizienten sich zeigenden grossen Unterschied hinzuweisen; das α des unteren Basanitoids ist $= 1{\cdot}45$, das des oberen Feldspatbasalt $= 1{\cdot}62$.

Jedoch nicht nur die voneinander abweichende mineralische und chemische Zusammensetzung beweist, dass das untere Basanitoidplateau des Tátika und der Feldspatbasalt des Schlossberges aus verschiedenen Ergüssen entstanden sind, sondern auch die Lagerungsverhältnisse.

Am Rande des unteren Basanitoidplateaus ist eine säulige Absonderung zu beobachten. Die Säulen stehen im allgemeinen genommen senkrecht. Nachdem aber die Säulen, wie bekannt, sich senkrecht auf die Auskühlungsfläche stellen, bezeichnen diese senkrechten Säulen die obere Grenze des horizontalen Basanitoidplateaus, auf welche sich später der die Gipfelkuppe bildende jüngere Feldspatbasalt ergossen hat.

Ganz dieselbe Stellung habe ich auch zwischen dem Basanitoid und dem Basalt am Szebikehegy und am Sarvaly beobachtet: das Gestein des unteren Plateaus des Berges ist auch dort Basanitoid, das der Gipfelkuppe aber Feldspatbasalt.

Die Eruption hat daher zuerst einen dem ultrabasischen Gesteine sich zuneigenden massenhaften Erguss geliefert, und darauf folgte dann ein minder basischer Erguss. Die Eruptionsreihenfolge, welche, wie bereits erwähnt wurde, von Brögger am Monzoni Gebiete und an den christianischen petrographischen Provinzen, von Geikie auf den englischen Inseln und von H. v. Böckh an den Eruptivgesteinen von Selmeczbánya nachgewiesen wurde, wird also auch hier innerhalb der basaltischen Gesteinsfamilie bestätigt.

Der relative Altersunterschied zwischen Basanitoid und Limburgitoid konnte am Bondoró festgestellt werden.

Die Basaltdecke des Bondoró besteht aus typischem Magnetit-Ilmenit-Basanitoid; an der Südlehne des Berges, über dem Mázoskút bei Kapolcs, entdeckte ich einen basaltischen Deyk, welcher sich unter dem Mikroskop als rhombischer pyroxenhaltiger Limburgitoid erwies.

Der Aziditätskoeffizient des Basanitoids am Tátikaplateau und nach den chemischen Analysen auch jener des Basanitoids des Tótihegy beträgt 1·46, der des rhombischen pyroxenhaltigen Limburgitoids nach dem Gesteine des Rekettyés 1·43. Dieser geringe Unterschied beweist, dass sich das Magma der Limburgitoidgesteine nach dem Magma der Basanitoidgesteine rascher ergossen hat, als das der Feldspatbasalte. Hierauf deutet auch jener Umstand, dass die Limburgitoide sowohl in der mineralischen, wie auch in der chemischen Zusammensetzung — wie dies schon weiter oben nachgewiesen wurde — den Basanitoiden sehr nahe stehen.

Danach haben wir hinsichtlich des relativen Alters der drei Hauptbasalttypen der Balatongegend, vom älteren zum jüngeren fortschreitend, folgende Reihenfolge: Basanitoid, Limburgitoid, Feldspatbasalt.

Das relative Alter des Limburgits konnte auf geologischer Grundlage nicht festgestellt werden, da diese Gesteinstype nur in Tihany angetroffen wurde, und dort ein anderer Basalttypus nicht vorkommt. Die Armut an Magnesia, der verhältnismässig hohe Wert des a, das Übergewicht des Fe im F, bringt diesen Gesteinstypus dem Feldspatbasalt des Tátikaschlossberges näher und auf dieser Grundlage setze ich das Alter des Limburgits zwischen das Alter des Limburgitoids und des Feldspatbasalts, umso mehr, als die am meisten basische, u. zw. schon ultrabasische Absonderung das Auftreten des am wenigsten basischen Feldspatbasalts, als der aus dem letzten Magmaüberschusse entstandenen Gesteinstype begründet.

Aus den vulkanischen Eruptionen der Gegenwart ist es bekannt, dass rasch aufeinander folgende Lavaströme ganz übereinstimmende, oder höchstens unwesentlich abweichende Gesteine liefern.

Es stösst daher auf gar keinen Widerspruch, wenn man diese Erfahrung auch auf die aus älteren Massenergüssen aufgebauten Berge anwendet.

Aus solchen einander rasch folgenden Massenergüssen sind wohl auch jene beiden Varietäten des Basanitoids herzuleiten, welche ich einesteils vom unteren Plateau des Tátika, andernteils vom Tótihegy beschrieb.

Als ebensolche, durch einander rasch folgende Massenergüsse entstandene Gesteine betrachte ich auch die Limburgitoidgesteine, welche auf Grund ihrer mineralischen Zusammensetzung voneinander abgetrennt wurden, deren relatives Alter sich jedoch zurzeit geologisch noch nicht feststellen lässt.

Schliesslich müssen auf Grund der Lagerungsverhältnisse auch jene Varietäten des Feldspatbasaltes, welche am Aufbau des Szentgyörgyhegy und Somló teilnehmen, als Produkte solcher rasch aufeinander folgender Massenergüsse betrachtet werden.

Der westliche, grössere Teil der Basaltdecke des Szentgyörgyhegy besteht aus typischem Feldspatbasalt, der östliche Teil aber, welcher eine von der Hauptmasse des Berges so abgesonderte Stellung einnimmt, dass er mit einem besonderen Namen Apátihegy belegt wird, besteht aus einer solchen Varietät des Feldspatbasalts, welche verwandte Charaktere mit den Basanitoiden aufweist, worauf schon in meiner früheren Mitteilung (S. 467) hingewiesen wurde.

Die Basaltdecke des Apátihegy dürfte aus einem früheren, die des Szentgyörgyhegy aus einem späteren Ergusse entstanden sein. Die Basaltdecke des Apátihegy wurde als das Produkt eines früheren Ergusses von dem späteren Erguss des im engeren Sinne genommenen Szentgyörgyhegy grösstenteils verdeckt.

Die Basaltdecke des im engeren Sinne genommenen Szentgyörgyhegy liegt in der Isohypse von ca. 285—315 m und besteht aus säulig abgesondertem Feldspatbasalt, welchem in 10—15 m Mächtigkeit ein sich auch blätterig absondernder und polyedrisch zerstückelter Feldspatbasalt folgt, dessen charakteristisch entwickeltes Kokkolithengewebe offenbar bezeugt, dass das Magma des Szentgyörgyhegy, im Sinne Reyers ein „schlieres“ Magma war, in welchem die säulige Absonderung vielfach von der blätterigen abgeschieden erscheint.

Diese untere Basaltdecke lagert in Westen, Norden und Osten auf Basalttuffschichten, wie das auch schon K. Hofmann nachgewiesen hat.

Auf der Ostseite der Basaltdecke konnte dem Apátihegy gegenüber, am Säulenfusse im Boden der Weingärten und über den polyedrisch abgeschiedenen Säulenkapitälen, unmittelbar auf der Flechtenlava der obere Basalttuff entdeckt werden, von welchem an der Südlehne des Berggipfels auch K. Hofmann Erwähnung tut. Der Tuff lässt sich von hier aus gegen die kulminierende Spitze des Berges zu, in bedeutender Mächtigkeit verfolgen und am kulminierenden Gipfel selbst lagert schlackiger Basalt voll mit Flechtenlavastücken und grösseren und kleineren Bomben.

Dieser schlackige Basalt des kulminierenden Gipfels weicht nur in seiner mikroskopischen Struktur: in seiner blasig-porösen Entwickelung von den kompakten Feldspatbasaltsäulen ab. Wenn man jedoch in Betracht zieht, dass er durch beträchtlich mächtigen Basalttuff von jenem getrennt wird, muss er für einen besonderen Erguss gehalten werden, u. zw. als jüngsten von sämtlichen Ergüssen.

Demzufolge ist der Szentgyörgy-Apátihegy wahrscheinlich aus drei Ergüssen aufgebaut Aus dem ältesten Ergusse ist der Apátihegy entstanden, dessen Gestein einen basanitoiden Charakter aufweist, aus späterer Zeit stammt das säulig abgeschiedene grosse Basaltplateau des Szentgyörgyhegy und der jüngste Erguss ist auf Grund des eingebetteten Basalttuffs der schlackige Basalt des kulminierenden Gipfels.

Mit dem Aufbau des im engeren Sinne genommenen Szentgyörgyhegy stimmt in vieler Hinsicht der Somlóhegy überein. Der aus einem jüngeren Ergusse entstandene, schlackige, blasig-poröse Feldspatbasalt des Gipfels wird von dem unteren säulenförmig abgesonderten Feldspatbasaltplateau auch hier durch Basalttuff abgetrennt.

Gleichalt mit dem blasig-porösen, schlackigen Feldspatbasalt des Szentgyörgyhegy und des Somlógipfels ist meiner Meinung nach der am Ostabhange des Kopaszhegy aufgefundene kleine Kegel, wo dieser jüngste Erguss den pyroxenhaltigen Limburgitoid durchbrochen hat.

In diesem schlackigen Basalt des Szentgyörgyhegy, des Nagy-Somló und des Kopaszhegy sind Seil- und Flechtenlavastücke sowie die birnförmigen, an einer Seite abgeplatteten Bomben zu finden, welche an Schönheit und regelmässiger Gestalt mit den weltberühmten „Tränen“ des Ätna wetteifern, und beweisen, dass die Basaltberge der Balatongegend nicht allein aus Massenergüssen aufgebaut sind, sondern, dass auch im engeren Sinne genommene feuerspeiende Berge in der Balatongegend nicht gefehlt haben. Auf echte Vulkane weist auch jener Umstand hin, dass in der Balatongegend auch die basaltischen Tuffe, tuffigen Konglomerate und tuffigen Breccien sehr verbreitet sind.

Die Kenntnis der basaltischen Berge wird auch durch deren petrographische Untersuchung bedingt. Die Hauptergebnisse meiner darauf bezüglichen Beobachtungen sollen in den folgenden Abschnitten mitgeteilt werden.

VI. ABSCHNITT.

DIE BASALTBOMBEN DER BALATONGEGEND.

Auf den Basaltbergen und Basalttuffhügeln der Balatongegend kommen vielfach auch Bomben vor. Diese Bomben werden bereits von BEUDANT erwähnt. Derselbe führt die vulkanischen Bomben des Somló und Sághegy[1] an, und weist auf jene augenfällige Ähnlichkeit hin, welche zwischen diesen und den Bomben der heutigen Vulkane besteht. BEUDANT bringt die Bomben mit dem schlackigen Basalt in Zusammenhang. Vom Gipfel des Szentgyörgyhegy erwähnt er Lapilli.[2]

K. HOFMANN unterscheidet „Lavakuchen“ sowie „Olivinfels- und Hornblendebomben“. Die Lavakuchen entstanden nach ihm „aus mehr oder weniger flüssig ausgeschleuderter Lava“.[3] Die Olivin- und Hornblendebomben aber betrachtet er als plutonische Einschlüsse, welche jedoch mit dem Basalt in innigem genetischen Zusammenhange stehen und welche, da sie auf keinerlei an der Oberfläche anstehendes Gestein zurückgeführt werden können, „jedenfalls aus sehr grosser Tiefe“ herstammen, von Gesteinen bezw. Mineralien herrühren, „die sich höchstwahrscheinlich aus dem Magma des Vulkansystems selbst, in Form der in diesen schwerstlöslichen Verbindungen, in plutonischen Tiefen, vermutlich schon lange vor dem Beginne der vulkanischen Aktionen ausgeschieden hatten“.[4]

Aus den angeführten Worten ist es offenbar, dass HOFMANN sich betreffs des Ursprunges der Olivin- und Amphibolbomben, den früheren Ansichten ZIRKELS anschloss, der in der festen Erdkruste eine Peridotitschicht annahm und die Olivinbomben und Knollen für Bruchteile dieser Schicht hielt. In einer in neuerer Zeit (1903) erschienenen Arbeit wird diese Ansicht von ZIRKEL bereits verworfen und die Olivinbomben für Urausscheidungen der ursprünglich vermengten Lava betrachtet.[5]

Da die vulkanischen Bomben der Balatongegend durch die bisherigen Forscher keine nähere, vornehmlich keine mikroskopische Untersuchung erfuhren, habe ich einige Bomben von abweichendem Typus auch in dieser Hinsicht untersucht und mich bestrebt das Ergebnis meiner Untersuchungen auch genetisch zu verwerten.

Zuerst werde ich von den basaltischen Bomben, von jenen durch die

---

[1] L. c. Bd. III, S. 613.

[2] L. c. Bd. II, S. 474.

[3] L. c. S. 175.

[4] L. c. S. 181—182.

[5] Abh. math. phys. Kl. der Kgl. Gesellsch d Wissenschaften S. 38. (1903).

Spannkraft der Dämpfe und Gase herausgerissenen und in die Luft gesprengten Teilen der aus den einstigen Kratern hinausgedrängten, glühendflüssigen Lava sprechen, deren Blutsverwandtschaft mit der Substanz der Lavamassen auf den ersten Blick auch schon makroskopisch zu erkennen ist, dann will ich auf die Olivin-, Augit- und Amphibolbomben übergehen, welche überwiegend aus körnigen Aggregaten des Olivins, der Hornblende oder des Augits bestehen, und so in einem von der Substanz des Basaltes abweichenden, fremdartigen Habitus erschienen.

Einer der berühmtesten und seit längster Zeit bekannten Fundorte von ***basaltischen Bomben*** ist der Südabhang des kulminierenden Gipfels des Szentgyörgyhegy.



Fig. 33. Der Südabhang des Szentgyörgyhegy mit schlackigen Basaltbomben. Oberhalb der Mannesgestalt ist eine über 1 m lange Bombe sichtbar.

Derselbe wird bereits von BEUDANT erwähnt. Man meint hier in Vulkans Werkstätte zu sein, überraschend frische Schlacke knirscht unter dem Fusse und in dieser liegen Bomben, eine schöner als die andere. Der Gipfel des Berges besteht aus beiläufig 20 m mächtiger zusammenzementierter schwarzer schlackiger Lava und Bomben. Das anstehende Lager erscheint in Fig. 33 dargestellt. Die Mannigfaltigkeit der Bomben wird in Fig. 34—40 vor Augen geführt. Von kleinen, kaum 5—6 cm. langen Stücken angefangen bis faustgrosse, ja 1 m lange Bomben sitzen zwischen der Schlacke und aus derselben herausgewittert zwischen dem abrollenden Trümmerwerk. Wenn man ein wenig in der Schlacke herumsucht, gerät man hier auch auf schöne Exemplare.

Sehr schön sind auch die Bomben des Bondoró. Jenes Exemplar, welches in Fig. 40 dargestellt erscheint, ist eines von Durchschnittsgrösse: die Länge beträg 21, die Breite 13 und die Dicke 8 cm. Diese Bombe ist an einer Seite abgeplattet, was darauf hinweist, dass sie noch plastisch war, als sie aus der Luft auf die Erde gefallen ist; gut sichtbare spirale Schraubenlinien an der Oberfläche dieses Exemplars weisen auf schraubenartige Drehbewegung in der Luft hin.



Fig. 34. Eine grosse Bombe vom Szentgyörgyhegy. *a* von der Seite — *b* von oben gesehen mit einer aufgesprungenen Glasblase. Die Masse sind: Länge 60, Breite 40, Dicke 25 cm.

Oben, am Scheitel des Bondoró, fand sich eine Bombe, deren Länge 42 und Breite 26 cm. betrug.

Der Humus und die Vegetation beginnt jedoch die am Gipfelrücken und am Ringplateau des Bondoró herumliegenden, grossartig gestalteten Bomben sehr zu unterdrücken, so dass diese, wenigstens teilweise, zersetzter sind und nicht jene grosse Frische aufweisen, wie die des Szentgyörgyhegy.

Typische Basaltbomben finden sich auch auf dem Somló, dem Halomhegy und dem Agártető. Am Kabhegy, Kopaszhegy, Feketehegy, am Badacson, am

Csobánczhegy, am Kőhegy bei Magyarbarnag usw. kommen auch solche Basaltstücke vor, welche an typische Bomben erinnern, diese sind jedoch meist nichts anderes, als zersplitterte, zertrümmerte und abgerundete Teile des schlackigen Basaltes. Am Csobáncz, am Tótihegy und auch anderwärts bringt die kugelig-schalige Absonderung an Bomben erinnernde Basaltstücke zustande. In der Literatur werden die Basaltbomben des Sandes von Fonyód mehrfach erwähnt. Letzthin wurden dieselben von I. Lörenthey in seiner: „Beiträge zur Fauna und deren stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten der Balatongegend" besprochen, bei welcher Gelegenheit L. v. Lóczy, als Redakteur darauf hinwies, dass es am Fonyód keine Bomben, sondern Lavaströme gibt, welche auf dem unebenen Urgelände zerfliessend, gänzlich zerrissen sind.[1]

Die Bomben des Szentgyörgyhegy zeigen unter dem Mikroskop eine grosse



Fig. 35. In Schlacke gefasste Bombe vom Szentgyörgyhegy mit Drehungspuren.



Fig. 36. Ausgehöhlte Bombe vom Szentgyörgyhegy mit einer aufgesprungenen Gasblase.

Übereinstimmung mit dem schlackigen Basalt des Gipfels des Szentgyörgyhegy. Sie sind sehr porös, was auf ihren einstigen grossen Wasserdampf- und Gasgehalt hindeutet.

Die Struktur ist porphyrisch, hypidiomorph.

Die Gemengteile sind in ihrer Ausscheidungsreihenfolge: Pikotit, Magnetit, Olivin, Augit, Feldspat und Ilmenit.

Der Pikotit kommt nur im Olivin als Einschluss vor.

Auch Magnetit ist ein häufiger Einschluss im Olivin, er tritt jedoch auch lose sehr reichlich auf; er bildet in der Grundmasse Trichite, welche zur zweiten Generation gehören.

Der Olivin tritt in zwei Generationen auf: der zur ersten gehörige ist der grösste, im Verhältnis zu den anderen Gemengteilen sehr gross: das lineare Mass ist durchschnittlich 8—10mal grösser als das der Plagioklaslamellen. Es finden sich

[1] L. c. S. 188.

jedoch auch bedeutend grössere als diese, nur fallen die übergrossen während des Schliffes heraus oder bleiben nur in Splittern zurück. Er ist idiomorph, jedoch stark korrodiert, in die korrodierten Aushöhlungen drang die Grundmasse ein. Die Olivine der zweiten Generation sind winzig und in ihrer ganzen Masse zu gelblichen Eisenoxydhydraten zersetzt, während das gelbliche Eisenoxydhydrat in Form von schmalen Säumen erscheint.

Der Augit ist ein ausserordentlich untergeordneter Gemengteil, er beschränkt sich auf die Grundmasse, wo er in spärlich verstreuten winzigen Körnchen erscheint; er ist schmutzigviolett, pleochroistisch, was auf Titanaugit hinweist.

Die Feldspate sind Plagioklase, aus 2—3 Individuen gebildete Albitzwillinge, in schöner fluidaler Anordnung. Auch „rhombische" Feldspate sind zu beobachten, in welche kleine Ilmenitsplitter eingedrungen sind.



Fig. 37. An beiden Enden eingebogene Bombe vom Szentgyörgyhegy; im Besitze des Herrn Prof. Dr. KARL HECKMANN in Elberfeld. $^2/_3$ Grösse.

Der Ilmenit kommt nur in kleinen Splittern in dem Glas der Basis vor und ist in die rhombischen Feldspate eingedrungen.

Das Glas ist untergeordnet, farblos. Im Olivin gibt es auch schmutzigbraune basaltische Glaseinschlüsse.

Von fremden Einschlüssen wurden Quarzsandkörner mit Augitmikrolithenkränzen beobachtet.

Die Bombe des Agártető stimmt mikroskopisch mit dem Szentgyörgyhegy überein. Unter dem Mikroskop erweist sich diese als stark zersetzt, was die Untersuchung sehr erschwert. Die Grundmasse ist nahezu ganz schwarz. Unter ihren ausgeschiedenen Gemengteilen sind von den grossen Olivinen gerade nur die Konturen erhalten geblieben, innerhalb des Rahmens plaziert sich dunkles, nahezu ganz schwarzes Eisenoxydhydrat, ein netzartiges Skelett bildend. Auch der Augit ist an vielen Stellen stark zersetzt und durch Eisenoxydhydrat hellgelb gefärbt. In einzelnen Kristallindividuen sind, obschon sich die den Titanaugit charakterisierende violette Farbe nicht mehr zeigt, weil der Augit schon im Begriffe steht sich in seiner ganzen Masse zu Eisenoxydhydrat umzuwandeln, zwischen gekreuzten Nikols die Sektoren

sehr gut wahrzunehmen. Die Plagioklaslamellen sind intakt geblieben. Der auffallend grosse Eisengehalt und die Zersetztheit der Bombe zeugt von einer Thermalwirkung, während welcher nachträglich eine Eisenzugabe vor sich gegangen ist.

Die Bombe des Bondoró weicht mit ihrem stark abgenommenen Feldspatgehalte von jener des Szentgyörgyhegy und des Agártető ab. Die Plagioklaslamellen sind klein und ihre Anzahl ist äusserst gering. Die Olivine treten auch



Fig. 38. Kleine, an ihren Enden gedrehte Bombe vom Szentgyörgyhegy. Nat. Grösse.

Fig. 39. Fingerförmiger, an den Seiten mit einem Kamm versehener Lavatropfen vom Szentgyörgyhegy. Nat. Gr.

Fig. 40. Aufgebrochene Bombe, welche eine schalige Drehung der Masse zeigt, vom Bondoró bei Kapolcs ($^1/_3$).

hier in zwei Generationen auf. Die zur ersten Generation gehörigen grossen Olivine enthalten ausserordentlich viel Flüssigkeitseinschlüsse. Die Zersetzung nimmt mit auf die Spaltungsrisse senkrechten Riefen ihren Anfang, und führt zur Entstehung von Iddingsit. Auch der Augit tritt in zwei Generationen auf. Die Augite der ersten Generation sind gross, kristallographisch vollkommen begrenzt und sind violette Titanaugite, häufig polysynthetisch verzwillingt.

Während die basaltischen Bomben an den erwähnten Stellen frei (oder höchstens im lockern Sande, mitunter im Humus) herumliegen, kommen die Olivin-, Augit-

und Hornblendebomben am meisten im Basalttuff vor, nur die Augitbomben des Öreghegy bei Mindszentkálla liegen mehr unmittelbar auf dem Basalttuff.

Olivinbomben kommen an vielen Stellen im Basalttuff vor. Die schönsten sammelte ich in den Basalttuffen von Szigliget und auf den Hügeln von Sitke. Faustgrosse Stücke gehören nicht eben zu den Seltenheiten. Diese Bomben werden, wie das auch schon HOFMANN beobachtet hat, gewöhnlich, mehr oder minder vollkommen durch eine dünnschlackige Basaltkruste eingehüllt; jener Bemerkung HOFMANNS jedoch, dass dieselben „vollkommen geschiebeartig abgerundet und glatt abgeschliffen sind," kann ich nicht beistimmen. Bei Szigliget im Steinbruche des südwestlichen Hügels fand ich einige Olivinbomben, welche intakt und ungestört im Basalttuffe lagen. Indem ich bestrebt war die Bomben aus der Schutzhülle des Basalttuffs und der schlackigen Basaltkruste zu befreien, machte ich die Erfahrung, dass die Olivinbombe mit der Schlackenhülle mit zickzackigen Konturen in Berührung steht, dass die Poren dieser Schlackenhülle mit winzigen, jedoch schon mit der Lupe deutlich wahrnehmbaren kohlensauren Kalkkriställchen angefüllt sind. Solche kohlensaure Kalkkristallnadeln sind auch an den Bomben selbst zu beobachten, auf das Innere der hirsekorn-pfefferkorngrossen kohlensauren Kalkschalen gelagert, welche zwischen Olivin- und Pyroxenkörnchen Platz nehmen. Wenn wir ein Stückchen der Olivinbombe in verdünnte Salzsäure legen, lösen sich die Kristalle, wie auch die Kugelschalen und es bleiben nur die helleren und dunkleren Olivinkörnchen, die Pyroxene und der Ilmenit zurück.

In Methylenjodat besitzt die kohlensaure Hülle ein kleineres spezifisches Gewicht als die Kristallnadeln, daher ist es wahrscheinlich, dass diese Kristallnadeln aus Aragonit, die Krusten aber aus Kalzit bestehen.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur der Bombe als kristallinisch-körnig, ihre Gemengteile sind hauptsächlich Olivin und Pyroxen; darin tritt Ilmenit und untergeordnet auch Magnetit auf. (Vergl. Taf. II, Fig. 4.)

Der Olivin ist allotriomorph, stellenweise nahezu gänzlich zu kohlensaurem Kalk umgewandelt. Die Umwandlung tritt in verschiedenen Stadien vor Augen. Diese Kalzitisierung zeugt davon, dass es sich um einen an *Ca* sehr reichen Olivin handelt.

Der kleinere Teil des Pyroxens ist Augit, der überwiegende Teil ist rhombischer Pyroxen, u. zw. da er optisch negativ ist, Hypersthen mit charakteristischen Interpositionen längs der Spaltrisse.

Ilmenit kommt nur untergeordnet vor, ebenso auch basaltisches Glas.

Aus den basaltischen Bomben vom Ringplateau des Bondoró konnten Olivinknollen befreit werden, welche sich nicht wesentlich von den Olivinbomben unterscheiden. In diesen überwiegt der Olivin gegenüber dem anderen Gemengteile, nämlich dem Pyroxen und dem Ilmenit.

Unter dem Mikroskop sind stellenweise Partien von kristallinisch-körniger Struktur zu beobachten, anderweitig wieder beschränkt sich der Olivin auf die basaltische Grundmasse und die Pyroxenkörnchen oder die Olivin- und Pyroxenkörnchen werden zumindest von Mikrolith umsäumt.

Der Olivin ist allotriomorph, farblos oder ein wenig grünlichgelblich, stark zersprungen und längs der Spaltrisse serpentinisiert. Stellenweise zeigt sich eine auf die Spaltrisse senkrechte feine Riefung und der Serpentin weist einen gelblichgrünbräunlichen Pleochroismus auf; hier hat sich also schon Iddingsit gebildet.

Der überwiegende Teil der Pyroxene ist auch Hypersthen, mit charakteristischen Interpositionen und negativ optischem Charakter, jedoch kommt ebenso beinahe farbloser monokliner Pyroxen vor, mit sehr kleinem Achsenwinkel und optisch positivem Charakter.

Der Ilmenit ist mit einem dunklen bräunlichgrünen Zersetzungsprodukte verbunden.

In der Grundmasse sind Plagioklas-Feldspat, Olivin- und Pyroxen-Mikrolithe zu beobachten.

Die ***Hornblendebomben*** kommen seltener vor. Ein im Durchmesser etwa 10 cm. grosses rundliches Exemplar fand ich bei Boglár. Aussen ist dasselbe dichter, von kohlensaurem Kalk durchdrungen immer lockerer, poröser.

Unter dem Mikroskop erwies es sich als ein Amphibolaggregat von kristallinisch-körniger Struktur. Ausser der Hornblende tritt nur Ilmenit und Kalzit als Gemengteil auf. (Siehe Fig. 5 aus Taf. II.)

Die Hornblende, der basaltische Amphibol erscheint in der gewohnten kurzsäuligen Entwicklung und als idiomorphes Mineral, an welchem keine Spur von Abwetzungen zu beobachten ist. Zwillinge nach (100) $\infty P \infty$ sind sehr häufig, eingefügte Zwillingslamellen beobachtete ich an mehreren Kristallindividuen. Viele Individuen zeigen einen zonaren Aufbau. Die charakteristische prismatische Spaltung ist ebenfalls schön wahrnehmbar. Der Pleochroismus ist beträchtlich, $\mathfrak{a}$ = hell grünlichgelb, $\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ = schmutzig grünlichbraun.

Eine interessante Hornblendebombe fand ich auch am Sabárhegy, nächst Nemeskáptalantóti, welche mit dem Hornblende Limburgitoid-Gesteinstypus verwandt ist. Ihre ausgeschiedenen Gemengteile sind grosse Olivine, längs der Spaltrisse serpentinisiert, violetter Titanaugit mit Sektoren (Sanduhr) Struktur und polysynthetisch verzwillingt, welcher an einer Stelle Sektorenaugit umhüllt, Hornblende mit der charakteristischen prismatischen Spaltung und starkem, gelblich und tabakbräunlichem Pleochroismus. Feldspat fehlt.

Die Basis besteht hauptsächlich aus zersetzten Amphibol-Mikrolithen. Von sekundären Produkten tritt Kalzit auf.

Eine ***Pyroxenbombe*** fand ich nur auf dem Mindszentkállaer Öreghegygipfel

Unter dem Mikroskop ist es ein Gestein von kristallinisch-körniger Struktur, in welchem Pyroxen, Feldspat, Ilmenit und Granat ausgeschieden ist.

Der Pyroxen ist ein grüner Augit, jedoch mit ziemlich starkem Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ = grün, $\mathfrak{c}$ = bräunlichgrünlich.

Der Feldspat ist Plagioklas, sein optischer Charakter positiv, seine Auslöschung wurde auf einem auf $\mathfrak{c} \perp$ Schnitte mit 8^0 gemessen, was auf Andesin hinweist.

VII. ABSCHNITT.

KURZGEFASSTE PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER BASALTTUFFE DER BALATONGEGEND.

Der Basalttuff der Balatongegend wird zuerst von BRIGHT [1] erwähnt, der schreibt, dass der Tuff des Badacson mit dem am Fusse des Hekla, auf der Insel Island gefundenen Tuffe ident ist und dass dieser, ebenso wie jener, ein vulkanisches Produkt ist.

Ausführlicher werden die Basalttuffe der Balatongegend zuerst von BEUDANT [2] behandelt. Da er jedoch den Tuff in Miske, Tihany und Szigliget ganz allein und in grosser Entfernung vom Basalte antraf, hielt er nur den Basalt für ein unmittelbares vulkanisches Produkt, den Tuff hingegen für ein erdiges Trümmergestein, dessen basaltisches Material durch Wasser zusammengetragen und dieses mit anderem Anschwemmungsmaterial zusammen durch erdigen oder kalkigen Zement verbunden wurde. Er traf nämlich den Tuff bloss an zwei Stellen in der Nähe des Basaltes an: in Badacson, wo er denselben nur in kleinen Hügelchen am Fusse des mächtigen Basaltberges vorfand, und bei Kapolcs, wo er (infolge der Rutschungen) bemerkte, dass der Tuff auf dem Basaltplateau lagert. Infolge dessen hat BEUDANT, der doch ein eifriger Verfechter der eruptiven Gesteinsbildung war, den direkten und unmittelbaren Zusammenhang zwischen Basalt und Basalttuff nicht erkannt.

Ob nun der Basalttuff ein unmittelbares vulkanisches Produkt, wie das BRIGHT behauptet hat, oder ein Wassersediment sei, für welches derselbe von BEUDANT gehalten wurde, diese Frage war lange Zeit an der Tagesordnung, und dieser hatte sich natürlich auch noch jene Frage angereiht: ob der Basalttuff mit dem Basalte im Zusammenhang stehe? und drittens: ob der Basalttuff oder der Basalt die ältere Bildung sei?

Dr. SIGMUND, Badearzt in Balatonfüred, hat jene Behauptung BEUDANTS, wonach sich der Tihanyer Basalttuff ohne jedweden unmittelbaren Zusammenhang mit dem Basalte als Wassersediment abgelagert hat, in seinem, im Jahre 1837 erschienenen Werke „Füred's Mineralquellen und der Plattensee“ als unwahrscheinlich bezeichnet,

---

[1] BRIGHT RICHARD: Remarks upon the hills of Badacson, Szigliget etc. in Hungary; Transactions of the geological society for 1819.

[2] BEUDANT l. c. Bd. II, S. 448, 478, 487, 499 und Bd. III, S. 620—624.

weil, wie er auf S. 41 seines angeführten Werkes schreibt, „an einem Orte — beim Graben des Kellers in Kis-Erdő 1821 — die Verbindung der nächst Tihany erscheinenden Basalttuffe und Konglomerate mit einem, nicht zutage tretenden Basaltgange" unzweifelhaft ist.

Ritter v. ZEPHAROVICH, der geologische Monograph der Halbinsel Tihany, hielt den Basalttuff für ein so unzweifelhaftes Wassersediment, dass er nicht einmal die Widerlegung der Behauptung Dr. SIGMUNDS für nötig hielt.[1] Er hat hauptsächlich auf Grund der im Basalttuffe vorkommenden grossen Tonschiefergerölle, von welchen er dasselbe hielt, was bereits BEUDANT betont hatte, dass dieselben nämlich in sehr weiter Entfernung anstehend zu finden seien, gefolgert, „dass das Wasser, in welchem sich die Tuffe ablagerten, sehr ausgedehnt, einer von Stürmen bewegten See war, wo grosse Gerölle auf weite Entfernungen hingeführt werden konnten." [2] Bereits ZEPHAROVICH setzt jedoch hinzu, dass diese Gerölle nach anderer Meinung, aus der Tiefe hinaufgerissen wurden.[3]

Dr. STACHE beobachtete im Jahre 1861, dass der Basalttuff des Schlossberges Szigliget von einem Basaltgang durchzogen wird. Auf Grund dieser Beobachtung weist er zuerst auf den engen Zusammenhang des Basaltes mit einem Teile des Basalttuffes hin, indem er schreibt, dass die Ansicht BEUDANTS und ZEPHAROVICHS, wonach der Tuff nicht mit dem kompakten Basalt im Zusammenhang steht, nicht aufrecht erhalten werden kann.[4]

J. v. BÖCKH machte bei der Detailaufnahme des südlichen Bakony die Erfahrung, dass der Basalttuff im Gegensatze zur Behauptung BEUDANTS nur an sehr wenigen Stellen allein auftritt und dass gerade die Anzahl jener Stellen sehr gering ist, wo der Basalt mit dem Tuffe nicht im Zusammenhange steht.[5]

Unter diese letzterwähnten Orte gehörte bis auf unsere Tage auch jene Stelle, wo ebenfalls jene Frage: ob der Basalttuff mit dem Basalte im Zusammenhang steht, ihren Ausgang nahm, nämlich die Halbinsel Tihany. Weder die älteren, noch die neueren Beobachter haben hier Basalt gefunden. Den angeblichen Basaltgang der Kellergrube von Kis-Erdő konnte ich zwar auch nicht auffinden, doch habe ich an der Nordspitze der Halbinsel, am Gipfel des Dióshegy, eine kleine basaltische (limburgitische) Gesteinsmasse anstehend entdeckt, welche etwa den Hals des den Basalttuff durchbrechenden und an die Oberfläche gelangten basaltischen Magmateiles bildet.

Mit dieser Entdeckung nimmt auch der schon langwährende Streit ein Ende. Denn es hat sich nun doch erwiesen, dass der Basalttuff mit dem Basalte auch auf der Halbinsel Tihany selbst im innigsten genetischen Zusammenhange steht, was übrigens seit den Untersuchungen J. v. BÖCKHS und Dr. HOFMANNS nicht mehr bezweifelt werden konnte.

Wie stark BEUDANT und ZEPHAROVICH ihre Meinung, dass der Basalttuff jünger sei, als der Basalt, aufrecht erhalten haben, geht aus der Äusserung STACHES hervor. STACHE sagt nämlich, trotzdem er selbst den Basaltgang in Szigliget, welcher

---

[1] ZEPHAROVICH l. c. S. 334.

[2] Ebendort S. 348.

[3] Ebendort S. 348.

[4] STACHE G. Dr.: Basaltterrain am Plattensee S. 147.

[5] L. c., II. T., S. 119 und 121.

den Tuff durchquert, entdeckt hat, dass auch er die Hauptmasse der Basalte für älter hält als den Tuff.[1]

J. v. Böckh ist der erste, der, nachdem er den Irrtum Beudants betreffs der Lagerung des Kapolcser Basalttuffs nachgewiesen hat,[2] sich über die Basalte kategorisch äussert, dass diese „bestimmt etwas jünger sind“ als die mit ihnen im Zusammenhange vorkommenden „Basalttuffe und Konglomerate“.[3]

Dass wir es in der Balatongegend „mit echten vulkanischen Tuffen zu tun haben“, hat zuerst K. Hofmann ganz entschieden betont und dargelegt.[4]

K. Hofmann spricht geradezu von Tuffvulkanen, welche mit offenem Krater erhalten geblieben sind. „Eine wahrhaft klassische Vulkanruine dieser Art — schreibt er — nächst dem Tihanyer Gebirge die schönste — bildet der kreisrunde Tuffhügel südlich von Sitke.“ [5] Von diesen Tuffvulkanen habe ich schon anderorts Erwähnung getan und die Hügel von Magasi besprechend, auch schon jenen Tuffvulkan beschrieben, wo der periklinale Aufbau von Basalttuff, Konglomerat und — Breccie eine Rekonstruktion des einstigen Vulkans gestattet.

Im Zusammenhange mit dem Basalttuff müssen wir auch jener Frage gedenken: ob sich der Basalttuff der Balatongegend subaquos oder subaeril aufgehäuft hat?

An den zerklüfteten Ufern der Tihanyer Halbinsel und auch an anderen Stellen der Balatongegend fällt die Schichtung des Basalttuffs sehr ins Auge (Fig. 41.). K. Hofmann hat auf dieser Grundlage, wie auch infolge seiner Beobachtung, dass an der Nordseite des Ságihegy mit dem Tuff papierdünne Tonschichten abwechseln, zwischen den Lapilli- und Aschenbänken der östlichen Uferseite der Halbinsel aber — wie das schon Zepharovich ausgewiesen hat — dem Kongeriensande sehr gleichende Bänke zu finden sind, jenen Schluss gezogen, dass sich der grösste Teil des Basalttuffs subaquos abgelagert hat. Unterstützt wurde er in seiner Ansicht auch noch dadurch, dass er in dem Basalttuffe des Szigliget und des Hegyesd Palagonit entdeckt hat, von welchem man auf Grundlage der Untersuchungen von Waltershausen damals noch geglaubt hatte, dass seine Entstehung an den in das Meer stürzenden Tuff gebunden sei. K. Hofmann betrachtete hinsichtlich der Ausbildung unter Wasser nur den am Triasplateau sich erhebenden Kis-Hegyestű und den am Rücken des Kopaszhegy bei Zánka sitzenden kleinen Tuffhügel als Ausnahme.[6]

A. Sigmund bezweifelt im zusammenfassenden Teile seiner „Die Basalte der Steiermark“ betitelten Arbeit [7] die Ablagerung unserer Basalttuffe unter Wasser, und nimmt Stellung für die subaerile Aufhäufung, weil die Schichtung — schreibt er — nicht unbedingt das Zeichen einer Ablagerung im Wasser ist, nachdem auch an den subaeril aufgehäuften Tuffen eine Schichtung wahrnehmbar ist, und übrigens auch im Bakony nicht geschichtete Tuffe aufzufinden sind. Er weist auch darauf

---

[1] Stache G. Dr.: Basaltterrain am Plattensee. S. 148.

[2] L. c. II. T., S. 121.

[3] L. c. II. T., S. 120 und 122.

[4] Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. S. 173.

[5] L. c. S. 173.

[6] Hofmann K. Dr.: A szigligeti bazalttufák és a leányvári bazaltbreccia palagonit tartalmáról; A M. Földt. Társ. munkálatai. IV. Bd. S. 36—40. Pest, 1868.

[7] Tschermak's Min. u. Petr. Mitteil. (Neue Folge.) XVIII. Bd. S. 403.

hin, dass sich der Palagonit im Lichte neuerer Untersuchungen als primäre Aschenteilchen und Lapilli erwiesen hat. Von den mit dem Tuff wechsellagernden glimmerhaltigen Tonschichten bemerkt er, dass dieselben einer solchen Schicht entstammen dürften, welche durch die Eruption durchbrochen und fein zerkleinert wurde. Schliesslich wirft A. Sigmund die Frage auf, wie der absolute Mangel von organischen Resten mit der subaquosen Ablagerung vereinbar wäre?

Dieses letztere, unzweifelbar stärkste negative Gegenargument der Beweisführung A. Sigmunds ist jedoch bereits zunichte geworden, indem ich auf Tihany, insbesondere aber an den zerklüfteten Ufern von Szarkád im Basalttuff eine grosse Menge von Fossilien sammelte. Die Voraussetzung A. Sigmunds aber, dass die im Basalttuff wahrgenommenen dünnen, glimmerigen Ton- und Sandschichten einer



Fig. 41. Der geschichtete Basalttuff und die Breccie der Einsiedlerhöhlen auf Tihany.

durchbrochenen Schicht entstammen, kann nicht akzeptiert werden, weil doch dann auch diese Schichten mit basaltischem Trümmerwerk: mit Lapilli und Aschenteilchen vermengt sein müssten. Aus den gelegentlich der Eruption durchbrochenen Ton- und Sandschichten pannonischen Alters sind zwar einige linsenförmige Einlagerungen bekannt, wie z. B. am Szentgyörgyhegy und im Basaltbruche von Sümeg—Prága, welcher oben schon ausführlicher besprochen wurde, diese wurden jedoch durch das hervorbrechende basaltische Magma herausgehoben. Da der Palagonit aus primärer Asche bezw. Lapilli besteht, kann dieser als Argument weder pro, noch kontra erwähnt werden. Auch die Schichtung kann nur als ein neutrales Argument betrachtet werden, obwohl sie mehr für eine subaquose Aufhäufung zeugt (Fig. 41). Alldies in betracht genommen, muss ich mich natürlich der Ansicht K. Hofmanns anschliessen, und ich selbst bin der Überzeugung, dass sich die Basalttuffe der Balatongegend überwiegend subaquos aufgehäuft haben.

Von der petrographischen Gestaltung der Basalttuffe der Balatongegend boten Beudant und Ritter v. Zepharovich, obwohl sie — wie weiter oben gezeigt wurde — betreffs des Ursprunges der Basalttuffe und deren Zusammenhang mit dem Basalte falschen Spuren gefolgt sind, eine Beschreibung, welche ihren Platz auch heutzutage noch beinahe ganz behauptet. Hierauf ist es zurückzuführen, dass die späteren Autoren: G. Stache, J. v. Böckh und auch K. Hofmann, statt einer ausführlichen Beschreibung, bloss auf die Arbeiten von Beudant und Zepharovich hingewiesen haben.

Mit der mikroskopischen Beschreibung der Basalttuffe der Balatongegend hat sich bisher niemand befasst, auch K. Hofmann hat nur den Szigligeter Basalttuff, bezw. dessen Palagonit mikroskopisch studiert, während sich A. Sigmund aber in neuerer Zeit auf die Bemerkung beschränkt, dass zwischen den ungarischen und steierischen Basalttuffen sowohl in makro- als auch in mikroskopischer Beziehung eine auffallende Übereinstimmung vorhanden ist.

Bevor ich nun auf die allgemeine Charakterisierung der Basalttuffe übergehe, dürfte es zweckmässig sein, die makro- und mikroskopische Beschreibung der Basalttuffe von einigen Lokalitäten voranzuschicken.

1. Tihany.

a) Baromitató-vonyó.

Makroskopisch lässt sich nur so viel feststellen, dass hirse- bis erbsenkorngrosse, hie und da noch grössere dunklere und lichtere Basaltschöllchen, Lapilli durch ein gelblich-bräunliches Bindemittel verkittet sind, welches mit Quarzsandkörnern angefüllt ist.

Mikroskopisch (siehe Fig. 6 auf Tafel II) ist folgendes zu beobachten. In den porösen Basaltschöllchen ist Olivin, Augit und Feldspat ausgeschieden. Der Olivin ist stellenweise scharf umgrenzt, er ist jedoch nur nach aufmerksamerer Untersuchung wahrnehmbar, weil sein Platz von Kalzitblättern eingenommen wird. Mitunter ist auch eine Chloritisierung zu beobachten. Der Augit ist zonarer Titanaugit. Der Feldspat tritt in Plagioklasleistchen auf und zeigt hie und da eine fluidale Anordnung. Stellenweise werden die Poren der Basaltlapilli durch kohlensauren Kalk ausgefüllt, welcher als sekundäres Produkt von postvulkanischen, kohlensauren Quellen zu betrachten ist.

Im hellgrünlichen Glase der Glaslapilli sind nur Augitmikrolithe ausgeschieden.

Im eruptiven Teile des Bindestoffes sind Augit und Plagioklasmikrolithe zu erkennen. Stellenweise sind auch typische honiggelbe Palagonitfetzen sichtbar. Der sedimentäre Teil des Bindestoffes besteht aus kleinen, eine undulatorische Auslöschung aufweisenden Quarzkörnchen und aus winzigen Muskovitschüppchen, welche aus dem durchbrochenen pannonischen Sande gelegentlich der Eruption in den Tuff geraten sind.

Von allotochthonen Einschlüssen kommen aus Quarzkörnern bestehende Knollen, Karbonschiefer und wahrscheinlich dazu gehörige Quarzschöllchen vor.

b) Gipfel des Doboshalom.

Makroskopisch ein Aggregat von dunkleren und lichteren, bräunlichen, porösen Basaltschöllchen in Pfeffer- bis Erbsenkorngrösse. Der Bindestoff ist kohlensaurer Kalk, welcher teils die Basaltschöllchen, teils die Lücken ausfüllt.

Unter dem Mikroskope ist zu sehen, dass die Basaltschöllchen abgerundete lichtere und dunklere Basalt- und Glaslapilli sind. Unter den mineralischen Ausscheidungen der Basaltlapilli sind stellenweise in grosser Menge kleine Magnetite, grosse Olivine, an deren Stelle grösstenteils Kalzit sichtbar ist, zonare Augite und Plagioklasleistchen zu erkennen, welche in einzelnen Lapilli eine schöne fluidale Anordnung aufweisen. Der grösste Teil der Basaltlapilli wird von einer kohlensauren Hülle umgeben, welche einen kugelig-schaligen Aufbau zeigt. Jene Basaltlapilli, welche in der kohlensauren Kalkmasse auftreten, sind derartig zersetzt, dass sie wie ausgelaugt erscheinen. Der kohlensaure Kalk hat sich auf Grund seiner Doppelbrechung, seines Achsenbildes und seines optisch negativen Charakters, wie auch auf Grund seines in schweren Flüssigkeiten gemessenen spezifischen Gewichtes, als Aragonit erwiesen. Die zersetzten Basaltlapilli werden stellenweise von einer gelblichen Eisenoxydhydrathülle umgeben.

Die Anzahl der Glaslapilli ist geringer, ihr Glas ist grünlichgrau und es sind darin braune Augitmikrolithe zu erkennen. Die Basaltlapilli werden mitunter von Glaslapilli umschlossen, was darauf hinweist, dass die Basaltlapilli aus dem verhältnismässig festeren, die Glaslapilli aber aus dem flüssigeren Teile des Magmas herstammen.

c) ***Steinbruch.***

In dem Steinbruche südwestlich vom Kirchhof sind die miteinander wechsellagernden Breccien-, Konglomerat-, Tuff- und Aschenbänke prächtig aufgeschlossen. Die Gesteine sind bläulichgrau und der kohlensaure Kalk spielt als Bindungsmittel eine untergeordnete Rolle. Von hier wurden zwei Dünnschliffe durchgesehen: einer aus der untersten Breccienbank und einer aus der darüber lagernden aschigen Schicht.

In dem aus der untersten Breccienbank stammenden bläulichgrauen Stücke sind makroskopisch hellere und dunklere poröse Basaltlapilli erkennbar, welche durch basaltischen und erdigen Zement zusammengehalten werden. Von intratellurisch ausgeschiedenen Mineralien des Magmas sind einzeln ausgeworfene Augitkristalle, von allotochthonen Einschlüssen eckige Quarzschöllchen, Muskovitschüppchen, pannonische Ton- und Sandknollen, sowie Karbonschieferstücke sichtbar.

Unter dem Mikroskop sind unter den intratellurisch ausgeschiedenen Mineralteilchen kleine Magnetitkörnchen, grosse Olivine, von welchen jedoch nur die Kontur übriggeblieben ist, violetter Titanaugit und Plagioklasleistchen erkennbar. In den Basaltlapilli ist nur wenig Plagioklas vorhanden. Glaslapilli kommen selten vor. Ihr Glas ist grünlichgrau und es sind darin nur Augitmikrolithe ausgeschieden. Im Bindestoff kommt ziemlich viel Palagonit vor. Unter den sedimentären Teilen fallen meist zwischen erdigem Material undulatorische Quarzkörner mit Flüssigkeitseinschlüssen und Muskovitschüppchen ins Auge.

Über dieser Breccienbank lagert bläulichgraue, feste, stellenweise in eckige Stücke zerfallende Asche.

Makroskopisch sehr spärlich sind bloss mohn-, höchstens hirsenkorngrosse Basaltlapilli wahrzunehmen. Mit der Lupe sind auch einzeln ausgeworfene Augitkristalle zu erkennen.

Unter dem Mikroskop unterscheiden sich diese Basaltschöllchen nicht vom vorigen Gesteine. Um dieselben herum verdichtet sich die erdige Asche zu

einer Bindestoffhülle. Die Poren werden mitunter durch kohlensauren Kalk ausgefüllt. Am interessantesten sind jene Lapilli, in welchen auffallend grosser rhombischer Pyroxen vorkommt, mit einem Augitmikrolithenkranze umgeben. Ein solcher rhombischer Pyroxen ergab ein Achsenbild, und erwies sich auf Grund seines verhältnismässig grossen Achsenwinkels und seines optisch positiven Charakters, als Enstatit. Im grünlichen Glase der Glaslapilli sind auch hier Augitmikrolithe und dunkelberandete Glasbläschen sichtbar.

d) *Kerekhegy.*

Die basaltische vulkanische Asche des Kerekhegy auf Tihany ist ein sehr feinkörniges, graues pelitisches Gestein, in welchem makroskopisch nur winzige schwarze Körnchen die basaltischen Gemengteile vermuten lassen. Unter dem Mikroskop wird das vulkanische Material durch viele eckige Quarzkörnchen, Biotit und Muskovitfetzen, im Zemente durch verhältnismässig grössere, poröse Basaltlapilli, Sideromelanfetzen und besonders viel gelblichen Palagonit vertreten. In den porösen Basaltlapilli ist zersetzter Olivin und violetter Titanaugit zu erkennen.

2. Szigliget.

a) *Steinbruch.*

An der Südwestecke des südlichen Hügels ist das breccienartige, vulkanische Trümmerwerk des Steinbruches ein gelblichgraues, kompaktes Gestein, in welchem makroskopisch kompaktere, basanitoide Schollen, häufig mit einem Olivinkerne versehene schlackig-poröse Basaltlapilli, Glaslapilli und Aschenteilchen als basaltische, vulkanische Gemengteile wahrzunehmen sind; von allotochthonen Einschlüssen ist Karbonschiefer, permischer Sandstein, Trias- und sarmatischer Kalkstein ferner pannonische, sandige Tonknollen reichlich zu finden.

Unter dem Mikroskop sind in den Basaltschollen Magnetitquadrate, Olivine, bezw. an ihrer Stelle überwiegend Kalzit, Titanaugit in zwei Generationen, und auch in Knollen, Plagioklasleisten, Ilmenitfetzen und in ziemlich beträchtlicher Menge eine grünlichbräunliche Glasbasis sichtbar. Die basaltischen, bezw. Glaslapilli sind durch ihre reichlichere bräunlichgrüne Glasbasis und auch dadurch unterschieden, dass sich neben dem Augit Plagioklas nur sehr spärlich ausgeschieden hat. In einem der Glaslapilli fand sich auch mitgerissener Pyroxen in einem Rahmen von Augitfetzen. Der Pyroxen kommt auch einzeln ausgeworfen vor. Das bräunlichgrünliche Glas der Glaslapilli ist an deren äusserem Teile honiggelber Palagonit. Die reinen Palagonitlapilli sind zumeist auf die Aschenteilchen beschränkt. Unter den fremden Gesteinseinschlüssen fallen einzelne stark gefaltete Schieferstückchen auf. Im Zemente spielen neben der Asche die undulatorischen Quarzkörnchen, die kataklastischen Quarzkiesel, Glimmer und Feldspatstückchen aus dem pannonischen Sedimente eine bedeutende Rolle.

b) *Várhegy.*

Das basaltische, vulkanische Trümmerwerk des südlichen Steinbruches unterscheidet sich im grossen und ganzen kaum vom Material des Steinbruches der Halbinsel Tihany. Palagonit ist darin verhältnismässig sehr wenig vorhanden. Umso

interessanter ist von diesem Standpunkte aus der von einem Basaltdeyk [1] durchquerte Várhegy (Fig. 42). Der Dünnschliff ist aus einem Basalttuffstücke angefertigt, das mit dem Basaltgang unmittelbar in Berührung steht. Hier herrschen Palagonitlapilli vor, in welchen spärlich verstreut Olivin- und Augitkristalle und Plagioklasleisten auftreten. Von diesen Palagonitlapilli werden an mehreren Stellen Basanitoidschollen umschlossen, die eine braune Glasbasis führen. Von den Palagonitglaslapilli haben wir Übergänge zu den einigermassen bräunlichgelbe Glasbasis führenden basaltischen Lapilli, in welchen Magnetit, Olivin, zumeist in Kalzit zersetzt, herrlicher grosser violetter Titanaugit und Plagioklasleisten ausgeschieden sind. Die Zer-



Fig. 42. Der Basaltdeyk des Várhegy bei Szigliget mit horizontalen Säulen.

setzung der Olivine zu Kalziumkarbonat ist sehr lehrreich sichtbar. Von dem Olivin ist vielfach nur die Kontur erhalten geblieben und längs der Spalten und in den Korrosionseinbuchtungen ist Glas vorhanden.

[1] Der Várhegy bei Szigliget besteht aus eruptivem, ungeschichtetem Palagonit-Basalttuff, in welchem unmittelbar hinter der Apsis der Kirche ein unten 12 m breiter, vom Berggipfel bis zu den Burgruinen nördlich auf 120 m immer dünner werdender Basaltdeyk emporragt (Fig. 42). An der Ostwand des Bergturmes ist zwischen dem Tuff von dem anstehenden Basalte bereits keine Spur mehr zu sehen. Dieser Basalt weist daher eine mehr zylindrische als blattartige Ausbreitung auf. Ich halte ihn für die Ausfüllung jener Öffnung (bocca nach dem italienischen Terminus), aus welcher der Basalttuff und die Breccie des Schlossberges mit hineingemengten Schollen sedimentärer Natur hervorgeströmt ist. Dieser Auffassung gemäss wäre der Szigligeter Deyk nicht um vieles jünger als die dortige Tufferuption.

Auch auf die geringe Grösse der westlichen ursprünglichen Ausdehnung des Deyks lassen sich aus einer in der Drittelhöhe des Deyks gefundenen interessanten Erscheinung Schlussfolgerungen ziehen

Der Palagonit beschränkt sich nicht ausschliesslich auf die Glaslapilli, ja er beschränkt sich sogar, wie ein aus einem Basanitoidstücke angefertigter Dünnschliff bezeugt, der am Nordostrande des Öregerdő bei Szigliget gefunden wurde, nicht bloss auf den Basalttuff. In diesem Basanitoidstücke nämlich tritt auch der Pala-



Fig. 43. Dampftrichter im Basaltdeyk des Várhegy bei Szigliget. 1 : 25.

gonit als honiggelbe Glasbasis auf und ist nichts anderes, als durch Eisenoxydhydrat gelb gefärbtes vulkanisches Glas.

(Fig. 43). Hier dringt nämlich in den in horizontale Säulen geschiedenen Basalt ein beiläufig 1 m Durchmesser aufweisender tiefer Trichter ein, welcher sich einwärts trompetenartig verengt und abgeschlossen ist; an seiner glatten Wand ist der polyedrische Durchschnitt von Säulen geringeren Durchmessers sichtbar. Ich halte diese Öffnung für die Esse von Gas- oder besser Wasserdampfexhalationen, deren zerstörtes Ebenbild in der Nähe in Spuren zu erkennen ist. Daraus ist ersichtlich, dass die Basalteruption sich gegen Westen zu nicht sehr weit erstreckt hat, so dass die Öffnung des Trichters die nahe Lage des ausströmenden Basaltes zur Oberfläche auch noch heute bezeichnet.

Die erschöpfende treue Beschreibung des Basaltdeyks ist übrigens in J. Böckhs: „A Bakony déli részének földtani leírása" (Mitt. a. d. Jahrbuche der kg. ung. geol. Anstalt III. Bd. 1874. p. 116—118) enthalten. — Lóczy.

3. Badacson.

Das am Südabhange des Badacson, neben dem Kisfaludy-Hause gesammelte Stück ist ein typischer graulich-gelber Palagonittuff.

Muskovitführender, sandigtoniger Zement hält hirsekorn- bis erbsenkorngrosse (stellenweise noch grössere) Lapilli zusammen, zwischen welchen poröse, schlackige Basaltlapilli, pechsteinartig glänzender Sideromelan und gelbliche Palagonitlapilli bereits mit freiem Auge wahrnehmbar sind.

Unter dem Mikroskop tritt zwischen den besser erhaltenen porösen, schlackigen Basaltlapilli in der braunen, fast schwarzen, stellenweise mit Magnetitkörnchen vollgestreuten glasigen Grundmasse der grosse Olivin, hie und da serpenitisiert, und grosser blassvioletter Titanaugit mit Sektorenauslöschung porphyrartig verstreut auf. Der Plagioklas ist nur in der Grundmasse in Form von spärlich eingestreuten Mikrolithen vorhanden.

Die Glaslapilli vertreten einen solchen Teil des Magma, in welchem die Kristallisierung noch nicht so weit vorgeschritten ist, wie in den Basaltlapilli, welche von ersteren zuweilen als Einschlüsse umgeben werden. Sie bestehen hauptsächlich aus einer Glasbasis, in welcher je ein grosser Olivinkristall mit kristalliger Umgrenzung ausgeschieden ist. Das Glas ist häufig von grünlichen, fluidal angeordneten Mikrolithen, Apatitnadeln, Olivin und Pyroxenkriställchen erfüllt. Von den grünlichen Glaslapilli führen Abstufungen zu den gelblichen Glaslapilli. Stellenweise ist nur das Äussere der grünen Glaslapilli palagonitführend, an anderen Stellen ist in der Richtung der blasigen Hohlräume fleckenweise oder in Streifen Palagonit zu sehen, es gibt jedoch auch reine Palagonitlapilli.

Der Zement ist aus sedimentären Bruchstücken und vulkanischer Asche entstanden. Die Aschenteile werden durch grünliche oder gelbliche (Palagonit) Glasfetzchen vertreten, im sedimentären Teile fallen zwischen den winzigen Schlammteilchen besonders verhältnismässig grössere Quarzkörnchen und Muskovitschüppchen auf. Die Quarzkörnchen sind von Flüssigkeitseinschlüssen erfüllt, an vielen Stellen zersprungen und besitzen eine undulatorische Auslöschung.

4. Der Szentgyörgyhegy.

Am Szentgyörgyhegy kommt — wie dies schon an anderen Stellen gezeigt wurde — Basalttuff in zwei Horizonten vor. Je ein Stückchen des unteren und des oberen Basalttuffes war Herr K. Emszt so gefällig zu analysieren. Die aus denselben Stücken angefertigten Dünnschliffe habe ich näher untersucht.

a) An der Nordost- (gegen Tapolcza abfallenden) Lehne des Szentgyörgyhegy wird die aus Pliozänsedimenten aufgebaute Bank durch einen Basalttuffkragen umsäumt. Der Basalttuff ist deutlich geschichtet und fällt unter 34° gegen S unter die Basaltsäulen ein.

Es ist dies ein gelbliches, kompaktes, feinkörniges Gestein, in welchem pechartig glänzende Sideromelane, gelbe Palagonitkörnchen makroskopisch kenntlich sind.

Unter dem Mikroskop ist auf den ersten Blick zu sehen, dass hier Glaslapilli vorherrschen, Basaltschöllchen, bezw. Basaltlapilli sind nur sporadisch sichtbar.

Ausserdem ist es sehr auffallend, dass in den Glaslapilli viele und grosse Olivinkristalle vorkommen.

Die Basaltschöllchen erinnern an die typischen Szigligeter Basanitoide: Titanaugit, Plagioklasleisten sind in der bräunlichen Glasbasis verstreut. Die Glasbasis der Glaslapilli ist grünlich, an den Rändern aber gewöhnlich gelblich; der Palagonit ist, wie auch dieses Gestein zeigt, ein vom Eisenoxydhydrat gelb gefärbtes vulkanisches Glas. Es gibt auch Lapilli mit ganz grünem oder ganz gelbem Glase. Zwischen den typischen Basaltlapilli und den typischen Glaslapilli können vielerlei Übergänge beobachtet werden, was durch Abnahme der Plagioklasleisten angezeigt wird. In manchen Glaslapilli ist auch die Anzahl der Augitmikrolithe sehr gering.

Am interessantesten sind jene grossen Olivine, welche hier unter die einzeln ausgeworfenen Kristalle gehören. Sie kommen nur sporadisch in gut erhaltenen Kristallindividuen vor, sind gewöhnlich magmatisch korrodiert, zerbröckelt, die korrodierten Einbuchtungen werden von grünlichem vulkanischen Glase ausgefüllt; die Glasbasis der Glaslapilli umschliesst auch das ganze Kristallindividuum. Im Olivin sind auch die Pikrolitheinschlüsse erhalten geblieben.

Die chemische Zusammensetzung dieses Basalttuffs ist nach der Analyse des Herrn K. Emszt folgende:

		%			%
SiO_2	=	48·67	MgO	=	6·36
TiO_2	=	1·99	K_2O	=	0·96
Fe_2O_3	=	9·07	Na_2O	=	1·61
FeO	=	0·83	PO_4	=	0·36
Al_2O_3	=	14·15	H_2O	=	9·39
CaO	=	6·16	Zusammen:		99·55

Die chemische Zusammensetzung des Tuffes zeigt eine auffallende Übereinstimmung mit der der Basalte, ausser dem grösseren Wassergehalte ist zunächst die Armut an Alkalien auffallend.

b) Der obere Basalttuff, an der Südlehne des Berges, weicht hinsichtlich seines mikroskopischen Baues nicht sehr vom unteren ab. In diesem herrschen Palagonitlapilli mit einer schönen honiggelben Glasbasis vor. Diese honiggelbe Glasbasis dringt auch in die korrodierten Einbuchtungen der Olivine ein. Die Zahl der Basaltlapilli ist geringer. Im Zement spielen die Aschengemengteile die Hauptrolle. Kohlensaurer Kalk ist in keinem der Tuffe anzutreffen. (Im Basalttuffe, welcher am Berggipfel gefunden wurde, ist auch sekundäres Kalkkarbonat vorhanden.)

Die Zusammensetzung dieses oberen Basalttuffes ist nach der Analyse des Herrn K. Emszt folgende:

		%			%
SiO_2	=	48·38	CaO	=	7·65
TiO_2	=	2·07	Na_2O	=	1·13
Al_2O_3	=	12·76	K_2O	=	1·67
Fe_2O_3	=	8·91	PO_4	=	0·64
FeO	=	4·83	H_2O	=	6·00
MgO	=	6·23	Zusammen:		100·27

5. Hügel von Véndeg.

Das basaltische klastische Gestein der Hügel von Véndeg ist graufarbiges, kompaktes Konglomerat und Breccie. An einer Stelle haben wir mehr basaltisch-vulkanisches Trümmerwerk mit porösen Basaltscholen, pechartig glänzenden Sideromelanen, an anderer Stelle dagegen herrscht mitgerissenes sedimentäres Trümmerwerk: Triaskalk und Dolomit, sarmatische Kalksteinschöllchen und pontische Quarzgeschieben, ferner Sand und Glimmerkörnchen vor. Der Zement ist erdige Asche, welche jedoch an vielen Stellen von kohlensaurem Kalke, als lückenausfüllendes Material, durchsetzt ist.

Unter dem Mikroskop scheidet sich das basaltische vulkanische Trümmerwerk in drei Gruppen. Die nussgrossen oder noch grösseren Umfang erreichenden porösen Basaltschollen erinnern an den Basanitoid der Szigligeter Type. Die ausgeschiedenen Minerale: die Augite und die Plagioklasleisten mit zertrümmerten Enden werden durch eine für die Type charakteristische dunkelfarbige ilmenitmikrolithenführende Glasbasis verbunden. Auch hier ist der Olivin durch Kalzit verdrängt. Die Poren werden sekundär durch kohlensauren Kalk ausgefüllt. Die zweite Gruppe des basaltischen vulkanischen Trümmerwerks zeichnet sich durch seine gelblichgrüne Glasbasis aus und erinnert auf den ersten Blick an die Glaslapilli der von Tihany beschriebenen Basalttuffe, jedoch sind darin neben violetten Titanaugiten mit Sanduhrstruktur auffallend viel Plagioklasleisten ausgeschieden. Unter diesen sind auch einige „rhombische" Plagioklase vorhanden. In der gelblichgrünen Glasbasis sind auch Augitmikrolithen und Gasporen kenntlich, Ilmenitfetzchen sind nicht vorhanden. Diese Glaslapilli der Basanitoidtype umschliessen an mehreren Stellen die porösen Basaltstücke.

Solche Glaslapilli, wie die von Tihany, in welchen nämlich nur Augitmikrolithen ausgeschieden sind, gibt es nur in geringer Anzahl.

Im Zement dominieren undulatorisch auslöschende Quarzkörner, es gibt jedoch auch Muskovit und Orthoklas. Als sekundärer Zement zwischen den Sandkörnern und in den Poren der porösen Basaltstücke, wie auch um das mitgerissene sedimentäre Trümmerwerk kommt in Krustenform kohlensaurer Kalk vor.

6. Der Kis-Hegyestű.

Der Fuss und die Mitte des kühngeformten spitzen Kegels ist von ausserordentlich kompakter, grauer Breccie aufgebaut, am Gipfel ist aber auch gelblichbraunes Gestein vorhanden. Bei der Bildung der am Kegelfusse befindlichen Breccie spielten die gelegentlich der Eruption mitgerissenen allotochthonen Bestandteile: roter, kompakter Grödener Sandstein, Triaskalksteinschollen, pfefferkorngrosse pontische Quarzkiesel eine wichtige Rolle.

Unter dem Mikroskop lassen sich Basaltschöllchen, Basaltlapilli und grünliche, wie auch gelbliche Palagonitglaslapilli unterscheiden, gerade so, wie in der Basaltbreccie von Szigliget.

Diese vulkanischen klastischen Teile werden von einer Kalziumkarbonatkruste umgeben und auch die übriggebliebenen Poren füllt Kalziumkarbonat aus,

d. h. der Zement besteht beinahe ausschliesslich aus kohlensaurem Kalk, was darauf hinweist, dass zwischen der Verkrustung und der Porenausfüllung ein beträchtlicher Zeitraum verflossen ist. Zwischen der Verkrustung und dem porenausfüllenden Kalzit befindet sich eine zickzackige Eisenoxydhydratkruste; die Poren der basaltischen Teile werden ebenfalls von Kalkkarbonat ausgefüllt.

Im tuftigen Teile des Gipfels haben Glaslapilli und Asche, mit verhältnismässig reichlichem Palagonit und erdiger Zement mit einzeln ausgeworfenen rhombischen Pyroxen und Amphibol das Übergewicht.

7. Kopaszhegy W. von Mindszentkállakisfalud.

Das Stück vom südöstlichen Fortsatze des Berges ist gelblichbrauner, kompakter Tuff, in welchem makroskopisch hirsen-, erbsengrosse kompakte und schlackigporöse Basaltteile, Sandsteinknollen mit einer kaustischen Kruste und winzige, stark glänzende schwarze Hornblendekristalle kenntlich sind.

In den gänzlich erhaltenen, kompakten Basaltstückchen bilden Olivin und Titanaugit die Minerale der ersten Generation. Diese in erster Reihe ausgeschiedenen Minerale sind porphyrisch und in der Basis spärlich verstreut, in welcher Magnetitkörnchen, riesig viel Augitmikrolith und sehr spärlich Plagioklasmikrolith ausgeschieden sind. Die schlackig-porösen Basaltteile sind von gleichartiger Zusammensetzung, ihre mineralischen Bestandteile sind jedoch unter Mikroskop nicht so deutlich wahrnehmbar. In den Glaslapilli hat die Glasbasis das Übergewicht und nur in der Glasbasis treten die Augite in Mikrolithen auf. Im Zement sind Palagonitfetzchen, viel Quarz und andere Bruchteile der durchbrochenen sedimentären Schichten erkennbar.

Unter den einzeln ausgeworfenen Mineralen fallen zunächst die grossen Amphibole ins Auge.

8. Gondor NE. von Szentbékálla.

Der Basalttuff des Gondor ist bläulichgrau mit hirsen- bis erbsengrossen schlackigporösen Basaltschöllchen und fremden Gesteinsgemengteilen, die von einem erdigen Zement zusammengehalten werden. Einzeln ausgeworfene Hornblende- und Olivinkristalle sind auch schon makroskopisch kenntlich.

Unter dem Mikroskop ist in den porösen Basaltschöllchen intratellurisch ausgeschiedener Olivin, in verhältnismässig gut erhaltenen Kristallen, hie und da serpentinisiert und korrodiert, dann auch T i t a n a u g i t in einer plagioklas-mikrolithischen Glasbasis von dunklerer wie auch hellerer brauner Farbe verstreut. Die Poren sind nicht mit Kalziumkarbonat ausgefüllt. In einzelnen Basaltlapilli sind auch Plagioklasmikrolithe wenn auch selten zu sehen. In den Glas-(Palagonit)lapilli sind jedoch nur Augitmikrolithe ausgeschieden Unter den einzeln ausgeworfenen Kristallen fallen auch unter dem Mikroskop die basaltische Hornblende mit ihrem starken Pleochroismus $\mathfrak{c}$ = dunkler gelblichbraun, $\mathfrak{a}$ = hell bräunlichgelb ins Auge. Einzelne, grosse Hornblendekristalle bilden sozusagen den Kern der Basaltlapilli. Auch einzeln ausgeworfene Augit- und Olivinkristalle kommen vor. Im Zement spielen die Bestandteile des pontischen Sandes eine Hauptrolle. Hierher gehören ferner einzelne Biotitfetzchen.

9. Pula.

a) Am Südfusse des Kabhegy, zwischen den Ortschaften Pula und Öcs, breiten sich mächtige Basalttuffschichten aus. Am Westende der Gemeinde Pula, unterhalb des Friedhofes wechseln in einer in bläulichgrauen Asche reiche und gelbliche konglomeratführende Schichten, kompakte Bänke bildend, miteinander ab (Fig. 44). In dem hier gesammelten Stücke verbindet die Asche makroskopisch kleine, selten über erbsenkorngrosse kompakte und poröse Basaltteilchen und Triaskalkschöllchen.

Unter dem Mikroskop fallen einige Basaltstückchen von Kabhegyer Typus, mit zur ersten Generation gehörigen, noch in der Tiefe ausgeschiedenen reichlichen



Fig. 44. Eckige Dolomitstücke und Süsswasserkalk enthaltender eruptiver Basalttuff unterhalb des Friedhofes von Pula.

Plagioklaslamellen sehr stark ins Auge, da im Basaltmaterial des Tuffes die Plagioklase gewöhnlich zu den Mineralen der zweiten Generation gehören und auch dort nicht gerade reichlich auftreten. Unter den Mineralen der ersten Generation ist der vor dem Plagioklas ausgeschiedene Olivin und Augit, dann auch der nach dem Plagioklas ausgeschiedene Ilmenit in Fetzchen vorhanden.

Die basaltischen Lapilli sind porös, mit sekundärem Kalziumkarbonat in den Poren. Ihre Mineralgemengteile sind: grosse, korrodierte Olivine, Augite und bräunliche Basis, in welcher die Mineralausscheidung kaum mehr wahrgenommen werden kann.

Die Glaslapilli sind gelblichgrün und honiggelb (palagonitisch). Häufig ist die

Glasbasis der Glaslapilli in der Mitte grünlich, an den Rändern honiggelb. In der Glasbasis befinden sich einige mitgerissene, korrodierte grosse Olivine, mit Glasbasis in den Poren, ferner Augite. Die Kontinuität des Glases wird von Gasporen und Augitmikrolithen unterbrochen.

Den Zement bilden Asche, Palagonitfetzen, erdige Gemengteile und kohlensaurer Kalk.

b) Das vom Obigen südlich, am jenseitigen Ufer des Egerviz, aus dem Hangenden des Hauptdolomites herausgeschlagene Stück ist ein graues, kompaktes brecciöses Gestein, in welchem makroskopisch kantige, kompakte und poröse Basalt- und Triaskalkschöllchen von Hirsen- oder Erbsenkorngrösse und Olivinkörnchen wahrgenommen werden können.

Unter dem Mikroskop sind echte Basaltstückchen, d. h. solche, welche schon in gänzlich erhärtetem Zustande in die Basaltbreccie geraten sind, nur sehr spärlich zu sehen und können an den der ersten Generation angehörenden, sehr reichlich vorkommenden Plagioklaslamellen sogleich erkannt werden. Im Dünnschliffe sind insgesamt 3—4 Stücke vorhanden; in zweien dominiert der Plagioklas und daneben kommen sehr viele durchscheinende Ilmenitfetzchen vor, mit etwas Olivin- und Augitausscheidung und ein wenig grünlichem, stellenweise gelblichem (palagonitischem) Glase, ebenso wie in Szigliget. In den beiden anderen ist ebenfalls noch der zur ersten Generation gehörende Plagioklas überwiegend, jedoch nicht so entschieden, und daneben kommt auch die Basis sehr stark zur Geltung. Das Basaltmaterial des Gesteines ist überwiegend aus basaltischen Lapilli hervorgegangen. Diese sind porös, mit sekundärem Kalkkarbonat in den Poren. In diesen spielt auch die Glasbasis eine grosse Rolle. Plagioklas tritt hier nur in auf die Basis beschränkten Mikrolithen hervor und auch dort nur sehr spärlich. Von den basaltischen Lapilli führen Übergänge zu den Glaslapilli, in welchen die gelblichgrünliche, stellenweise honiggelbe palagonitische Glasbasis dominiert.

Auch einzeln ausgeworfene Olivine sind wahrzunehmen. Die Triaskalk- und Dolomitschöllchen sind kristallinisch-körnig und in eine dünne, kaustische Kruste eingehüllt. Die erwähnten Bestandteile werden durch Kalkkarbonat zementiert.

10. Sitke.

Das aus dem nördlichen Steinbruche entnommene Stück ist ein bläulichgraues, feinkörniges, kompaktes Gestein, in welchem auch schon makroskopisch poröse Basaltschöllchen, kaum hirsenkorngrosse, pechglänzende, schwarze Sideromelane und gelbliche Glaslapilli erkennbar sind. Unter dem Mikroskop ist in den porösen Basaltlapilli je ein Olivin zu erkennen; die Basis ist dunkelbraun, die Poren erscheinen von kohlensaurem Kalk erfüllt. Das Glas der Glaslapilli ist gelblichgrün, stellenweise mit gelben (palagonitischen) fluidal angeordneten Mikrolithen und reichlichen Gasporen.

Im Zemente spielen, nebst den winzigen Aschenteilchen, hauptsächlich Körner von pontischem Quarzsande und von Glimmer die Hauptrolle. Als sekundärer Bindestoff tritt kohlensaurer Kalk auf.[1]

[1] Im nördlichst gelegenen Steinbruche des Herczeghegy bei Sitke führt der Basalttuff nur wenig abgerollte Quarzschollen und es sind darin grosse Einschlüsse von pontischem Mergel enthalten. Im nordwestlichen ersten Steinbruche sind unten deutlich geschichtete, sanft gegen Westen fallende Tuff-

11. Szergény und Magasi.

Das kleine geschichtete vulkanische Kegelchen von Szergény ist aus feinkörnigen aschigen und grobkörnigen lapilliführenden Schichten aufgebaut. Das aus der feinkörnigen Aschenschicht herausgeschlagene Stück ist ein gelblichgraues Gestein, in welchem makroskopische, pechartig glänzende, schwärzliche Sideromelane (Glaslapilli) wahrzunehmen sind.

Unter dem Mikroskop erscheinen in dem aus Asche, erdartigem Materiale und kohlensaurem Kalk bestehenden Zement einige Basaltlapilli zwischen den vorwiegend vorhandenen Glaslapilli.

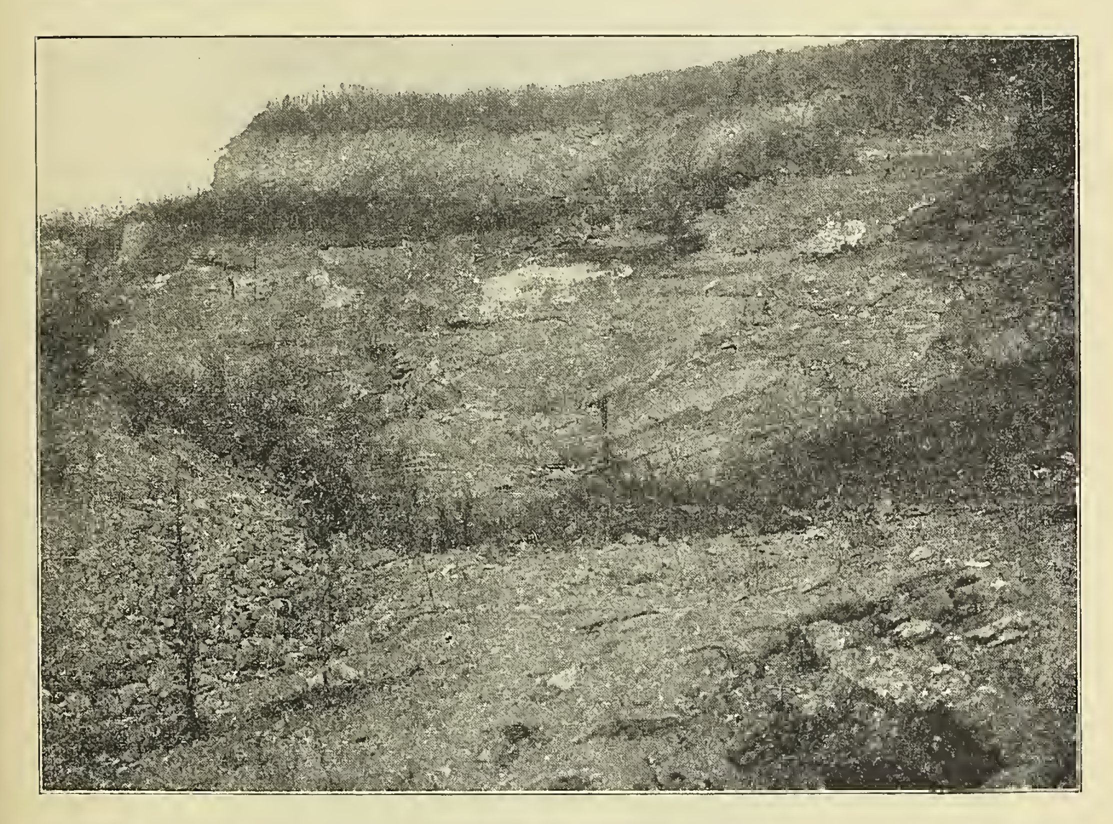


Fig. 45. Im ersten, nordwestlichen Steinbruche des Herczeghegy bei Sitke zwischen dem Basalttuff sichtbare pontische Gesteinstrümmer (die helleren Flecken).

In den porösen Basaltlapilli sind Olivin- und Augitausscheidungen und eine braune Plagioklas-Mikrolithen-Basis wahrzunehmen. Die Poren erscheinen sekundär durch kohlensauren Kalk ausgefüllt.

schichten mit feinkörnigen kleinen Lapilli aufgeschlossen. Auf diesen lagern Basaltbomben und pontische Gesteinstrümmer führende grobe brecciöse schollige Tuffe (Fig. 45). In demselben Steinbruche treten im Tuffe glatte Hügel von zwei kleinen Basalteruptionen mit einem Durchmesser von 1—2 m zutage, deren einer noch im Jahre 1907 unberührt war; auf der glatten Oberfläche konnte die konzentrisch geschichtete Krateröffnung deutlich erkannt werden (Fig. 46). Vom anderen schon gestörten Basaltkrater hat Dr. K. Kogutovicz im Herbste 1906 eine blasig-poröse Probe mitgebracht, deren Inneres infolge der gefalteten, runzeligen Schichtung des Basaltes die Bewegungen des ausgeflossenen, breiartigen Materiales wunderschön illustriert (Fig. 47 u. 48). Lóczy.

In den Glaslapilli (Sideromelanen) werden die Mineralausscheidungen stark in den Hintergrund gedrängt. Hie und da sind spärlich verstreute Olivin- und Augitkristalle zu sehen, auch die Anzahl der Augit-Mikrolithen ist gering. Häufig besteht das ganze Lapilli beinahe vollständig aus Glas, in welchem die Kontinuität des Glases nur von den Gasporen und Lücken unterbrochen wird. Diese Lücken sind sekundär durch Kalkkarbonat ausgefüllt. Die Glasbasis ist überwiegend gelblichgrün. Das honiggelbe (Palagonit) Glas wird, was Häufigkeit und Grösse anbelangt, in gleicher Weise in den Hintergrund gedrängt.

Der (den Glaslapilli ähnliche) Zement besteht aus gelblichgrünen und honiggelben (Palagonit) Glassplittern, aus erdigem, grösstenteils aus dem pontischen Sedimente herstammenden Materiale und aus sekundärem kohlensauren Kalk.

* * *

Nach Beschreibung des Basalttuffs dieser Fundorte, will ich mich nun mit der allgemeinen Charakterisierung der Basalttuffe befassen.



Fig. 46. Der am Herczeghegy bei Sitke im ersten nordwestlichen Steinbruche aufgeschlossene Basaltkrater.

Das basaltische vulkanische Trümmergestein der Balatongegend ist in der Form von breccien- und konglomeratartigen, tuffigen und aschigen Bänken, bezw. Schichten entwickelt. (Vergl. Fig. 49, 50 und 51 mit Fig. 41 auf S. 113.) Zumeist wechseln grobkörnige breccien- und konglomeratartige Bänke mit einer feinkörnigen, tuffigen und aschigen Schichtenbildung ab und bauen zuweilen einen 20—30, 40—50 Meter mächtigen Schichtenkomplex auf. So ist auf Tihany, bei den Einsiedlerhöhlen, das basaltische vulkanische Trümmerwerk beiläufig 45—50 m mächtig, an der Lehne des Gödrös ist der Basalttuff hingegen nur mehr 20—25 m mächtig, am Sattel zwischen dem Nyársashegy und dem Akasztódomb kaum handbreit.

Die Breccien- und Konglomeratenbänke sind stellenweise so hart, dass sie auch als Baumaterial verwendet werden So werden in Tihany, Szigliget, Szentbékálla und Sitke deren Bänke regelmässig abgebaut.

Das basaltische vulkanische Trümmergestein dieser Gegend ist gelblich (Szigliget, Badacson, Szentgyörgy, Haláp, Csobáncz, Gulács, Sabár, Hügel von Véndeg

usw.) oder bläulichgrau (Tihany, Sitke usw.). An vielen Orten (z. B. am Szentgyörgyhegy) kommen jedoch beide Gesteinsfärbungen vor.

Das basaltische Material der Breccie, des Konglomerates und der Asche besteht seltener aus schlackig-porösen, kompakteren Basaltschollen, zumeist aus Basaltlapilli, pechglänzenden Sideromelanen, Glaslapilli und Asche.

Alle diese Teile sind aus verschiedenen Erstarrungsstadien des Basaltmagmas an die Oberfläche geraten. Das am meisten vorgeschrittene Stadium der Erstarrung

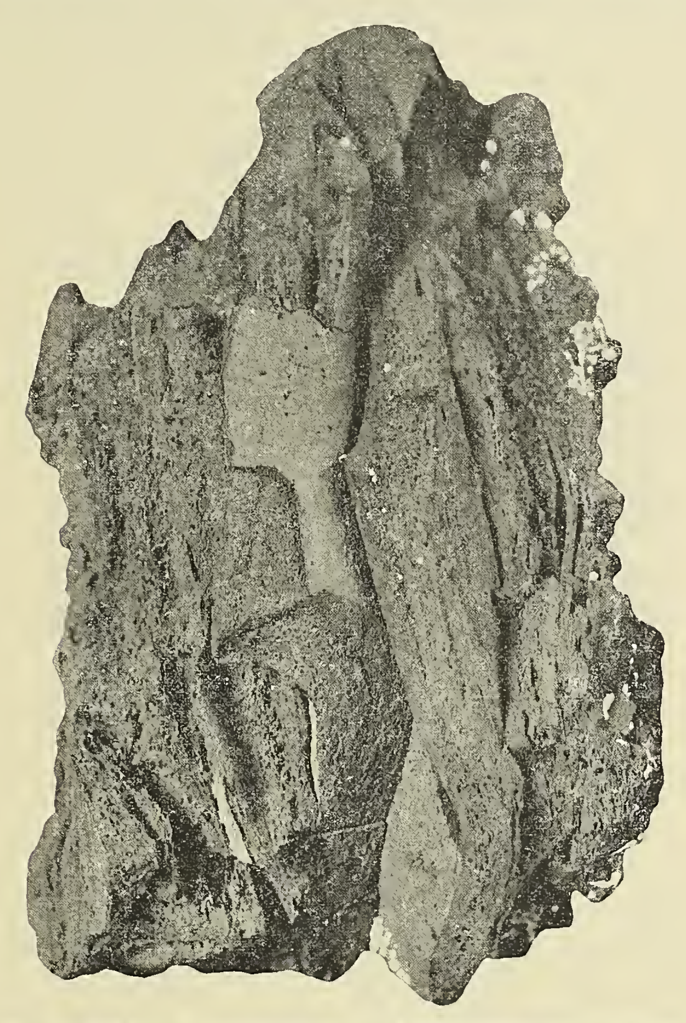


Fig. 47. Ein aus der Basalteruption des Basalttuffsteinbruches herstammendes Exemplar des Herczeghegy bei Sitke von der Seite gesehen.

vertreten die Basaltschollen, welche entweder in einer früheren Eruptionsperiode entstandene Gesteinsteile (besonders im Basalttuff der Véndeghügel kann man viele Basanitoidschollen sehen), oder die schon in der Tiefe erhärteten Teile des Basaltmagmas darstellen; die Basaltlapilli im Basalttuffe von Pula z. B.: Bomben in kleiner Ausgabe stammen aus jenem Teile des Magmas her, wo die Kristallausscheidung eben erst begonnen hat. Die Glaslapilli wurden aus den dünnflüssigen Teilen des Magmas von den dem Magma entweichenden Dämpfen und Gasen heraus- und mitgerissen.

Die Altersverhältnisse der Basaltschollen und Basaltlapilli konnten auf Tihany an einem Dünnschliff aus der Basaltaschenschichte des südwestlich vom Friedhofe liegenden Steinbruches sehr genau festgestellt werden. Die kompakteren, eckigen Basaltschöllchen von dunklerer Farbe umschliessen poröse, hellfarbige, abgerundete Basaltlapilli. Die Altersverhältnisse der Basaltlapilli und der Glaslapilli zu einander sind an einem aus dem Basalttuff des Doboshügels bei Tihany angefertigten Dünnschliffe sehr schön zu studieren. Die porösen Basaltlapilli werden mehrfach von Glaslapilli umschlossen. Unter den Glaslapilli sind die Palagonitlapilli sehr verbreitet, welche auch zwischen jenen den Zement bildenden Aschenteilchen sehr häufig vorkommen.



Fig. 48. Ein aus der Basalteruption des Basalttuffsteinbruches am Herczeghegy bei Sitke herstammendes Exemplar im Durchschnitte.

Von den im Basaltmagma in erster Reihe ausgeschiedenen Mineralien tritt Olivin, Augit und Hornblende in kleineren und grösseren Gruppen, in Form von Olivin-, Augit- und Hornblendebomben sehr häufig zutage, und ist ein ziemlich charakteristischer Bestandteil unserer Basalttuffe. Diese wurden jedoch bereits im vorhergehenden Abschnitte besprochen.

Olivin, Augit und Hornblende wurden jedoch auch in Form von einzeln ausgeworfenen Kristallen in unseren basaltischen vulkanischen Trümmergesteinen angetroffen.

Die schönsten Exemplare von intratellurisch ausgeschiedenen und einzeln ausgeworfenen Olivin-Kristallen fand ich in den Basalttuffen des Szentgyörgyhegy, die auffallend grossen Kristallindividuen sind zerbröckelt, magmatisch ausserordentlich

korrodiert. Die Korrosionseinbuchtungen werden, da der Olivin häufig mit Glaslapilli zutage gelangt ist, durch vulkanisches Glas ausgefüllt.

Unter den intratellurisch ausgeschiedenen und einzeln ausgeworfenen Augiten fand ich auf Tihany bis 1—2 cm lange Individuen, besonders in dem neben dem Friedhofe befindlichen Steinbruche. Die makroskopischen grossen Individuen geradeso, wie die mikroskopischen, sind gelegentlich der Eruption arg beschädigt worden. Makroskopisch sind sie glänzend, von schwarzer Farbe, mit einer unvollkommenen Spaltung. Mikroskopisch haben sie sich, ebenso wie die aus den Pyroxenbomben erwähnten, als grünliche, ziemlich pleochroistische Augite erwiesen: $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ = grünlich, $\mathfrak{c}$ = bräunlichgrün.

Ein solcher einzeln ausgeworfener Augit, welcher im Basalttuffe des Steinbruches neben dem Friedhofe auf der Halbinsel Tihany gefunden wurde, hängt mit etwas Basaltschlacke zusammen.



Fig. 49. Basalttuffbänke am Westabhange des Óvár, in der Mitte der Halbinsel Tihany.

Ebendort fand ich unter der vorigen Basaltschicht in einem Basaltlapilli der bläulichgrauen Aschenschicht rhombischen Pyroxen, welcher von einem Augitmikrolithenkranze umgeben ist; der rhombische Pyroxen liess auch ein Achsenbild beobachten und erwies sich auf Grund seines grossen Achsenwinkels und seines optisch positiven Charakters als E n s t a t i t.

Intratellurisch ausgeschiedene und einzeln ausgeworfene Hornblende erwähnen bereits Beudant und J. Böckh aus dem Basalttuffe des Királykő - Feketehegy und des Kopaszhegy. An diesen Orten habe ich dieselbe ebenfalls angetroffen, die schönsten und grössten, zuweilen in daumendicken Kristallen, fanden sich jedoch in den Tufhügeln bei Boglár in einem kleinen Wasserrisse nächst der Quelle. Aus einem der Kristalle liess ich einen orientierten Dünnschliff anfertigen und erwies sich der Kristall infolge seines optischen Verhaltens als basaltische Hornblende (der Winkel zwischen $c:\mathfrak{c}$ beträgt hinten 3° 24′).

Von fremden (allotochthonen) Gesteinsbestandteilen, von mitgerissenen und hinausgeschleuderten Schollen der gelegentlich der Eruption durchbrochenen älteren

Gesteine sind die s. g. kristallinischen Schiefer, die eruptiven und sedimentären Gesteine vertreten.

Von den kristallinischen Schiefern hat L. v. Lóczy im Basalttuffe des Sabárhegy ein Stück gefunden.

Von älteren Eruptionsgesteinen habe ich selbst im Basalttuffe des Sabárhegy mehrere Stücke quarzigen Porphyr gefunden, welcher in jener Gegend am Örsihegy in den Rotsandsteinkonglomeraten der permischen Stufe als Kiesel häufig auftritt. Ein Schöllchen dieses quarzigen Porphyrs ist auch in meinem aus dem Basalttuffe des Sabárhegy angefertigten Dünnschliffe sichtbar. Unter dem Mikroskop sind darin Serizit, Quarz und zersetzte, epidotisierte grosse Orthoklase wahrzunehmen. In den Orthoklasen verrät sich der Epidot durch seine stärkere Refraktion.



Fig. 50. Diskordant geschichteter lapilliführender kalkiger Basalttuff im westlichen Fusse des Óvár auf Tihany neben der Landstrasse.

Unter den sedimentären allotochthonen Gesteinsbestandteilen erwähnt bereits Beudant aus dem Basalttuffe des Szigliget die schwarzen Tonschieferstücke und hebt von diesen hervor, dass ein derartiges Gestein nur weit entfernt anstehend vorkommt. Zepharovich dagegen erwähnt diese Tonschieferstücke von der Halbinsel Tihany und es wurde schon oben bemerkt, dass Zepharovich hauptsächlich von diesen annahm, dass sowohl diese, als auch der Basalttuff im allgemeinen durch die Fluten eines von häufigen Gewittern aufgesuchten grossen Binnensees auf die Halbinsel Tihany geschwemmt wurde. Auf Tihany, bei den Einsiedlerhöhlen, fand ich handgrosse und noch grössere Stücke dieser glänzenden, schwarzen Tonschiefer auch selbst in Menge. Mit kleineren Stücken ist der Basalttuff von Tihany und Szigliget hie und da geradezu überschwemmt. Petrographisch stimmen diese

glänzenden, schwarzen Tonschiefer ganz mit jenen Schiefern der Karbonstufe überein, welche ich in der Gegend von Szomolnok antraf.

In Szigliget fand ich ebenfalls solche verblasste, weissliche, phyllitartig glänzende Stücke; auf ein solches Vorkommen hat auch schon H. v. Böckh in seinem geologischen Aufnahmsbericht vom Szepes—Gömörer Erzgebirge aufmerksam gemacht.[1] „Der phyllitartige Schiefer tritt, wie Lóczy mitteilt, zwischen echtem quarzaderigen Phyllit, welchen quarzige Porphyrintrusionen umgeben, in beträchtlicher Verbreitung unter dem permischen roten Sandstein in der Gemarkung der Gemeinden Almádi, Felsőörs, Alsóörs, Lovas und Paloznak auf. Er wurde auch in den Badeanlagen von Siófok in 80 m Tiefe unter der Oberfläche angebohrt."

In den Basalttuffen der Halbinsel Tihany und des Szigliget kommen auch die roten Grödener Sandsteine der permischen Stufe ziemlich häufig vor, von welchen



Fig. 51. Basalttuffbänke am Apátihegy, im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany.

auch Zepharovich, J. v. Böckh und Dr. K. Hofmann Erwähnung tun. Ein lehrreicher und leicht zugänglicher Aufschluss ist der Dobogó benannte Teil der Halbinsel Tihany, dort, wo die Landstrasse aus dem Becken des Külsőtó gegen die Ortschaft zu ansteigt. „An der östlichen linken Seite des Wegeinschnittes, teilt uns Lóczy mit, ist im breccienartigen Basalttuffe reichlich fremdes Material (Fig. 52) vorhanden. Phyllit oder permische Rotsandsteinschollen, Dolomit, feuersteinführender Tridentinuskalk, Leithakalk mit Fossilien (selten), erhärteter pontischer Tonmergel und Süsswasserkalk." L. v. Lóczy wird darüber im morphologischen Teile noch ausführlicher berichten.

In den Basalttuffen des Triasplateaus der Balatongegend sind weit und breit Triaskalkstein und Dolomitschollen verbreitet. Im Basalttuffe des Südausläufers des Kabhegy, in der Nähe von Pula—Öcs, des Véndeg, der Szigligeter Hügel und

[1] Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges; Jahresberichte der kgl. ung. Geologischen-Anstalt für 1905, Budapest, 1907. S. 47.

vieler anderer Orte sind Triasschollen reichlich zu finden Die Dolomitschollen des Kapolcser Basalttuffs werden bereits von Beudant erwähnt.

In den Basalttuffen der Hügel von Szigliget und Véndeg kommen auch sarmatische Kalksteinschollen häufig vor und sind in diesen an beiden Orten auch Fossilien anzutreffen, welche im folgenden Abschnitte noch besprochen werden sollen.

Die mächtigsten Schollen von tonigen und sandigen Sedimenten der pontischen Stufe sah ich in den Basalttuffen von Szigliget, die zuweilen die Grösse eines Wagens erreichen. Übrigens kann man entschieden behaupten, dass die Sedimente dieser Stufe unter den fremden Gesteinsgemengteilen unserer Basalttuffe am häufigsten vorkommen. Die Quarzsandkörner, welche sehr oft nur unter dem Mikroskop bemerkbar sind, wie auch Muskovitschüppchen und Orthoklas-Feldspatstückchen,



Fig. 52. Die Umgebung der Weghöhe zwischen dem Tihanyer Külső- und Belsőtó mit in Basalttuff eingebetteten Einschlüssen von Phyllit, Lydit, permischem Rotsandstein, Wengener Kalkstein, Leithakalk und pontischem Mergel.

welche im Zemente des Basalttuffs teilgenommen haben, stammen gleichfalls aus den pontischen Sand- und Tonschichten her.

Auffallend ist es, dass der s. g. Süsswasserkalk von Nagyvázsony, über dessen Alter die Ansichten so sehr auseinander gehen, in unseren Basalttuffen äusserst selten als Einschluss vorkommt. J. v. Böckh erwähnt diesen z. B. nur von zwei Orten, nämlich aus dem am Kopasztető, sowie zwischen dem Királykő und Kecskehegy auftretenden Basalttuffe. Hierauf beruft sich ebenso K. Hofmann. Auch ich selbst habe nächst Pula, am Westende der Gemeinde, in den Basalttuffbänken unter dem Friedhofe nach aufmerksamer Revision von vielen Hunderten Kalksteinstücken ein solches Kalksteinfragment entdeckt, nach der darin gefundenen Schale von *Planorbis* (*Segmentina*) *Lóczyi* Lörenth. zu schliessen, dieser Süsswasserbildung angehört. Im Basalttuffe sind häufig Kalksteinkonkretionen vorhanden, welche man auf den

ersten Blick für Stücke des Süsswasserkalkes zu halten geneigt ist, aber bereits sekundäre Formationen darstellen.[1]

Der kohlensaure Kalk ist als sekundäres Produkt, in der Form von Aragonit, wie auch von Kalzit, sehr verbreitet, und von der Halbinsel Tihany, wo der Aragonit in fingerdicken Gängen vorkommt, z. B. am Dobogó, bereits durch BEUDANT und auch durch ZEPHAROVICH ausführlich beschrieben worden. Sowohl hier, wie auch an anderen Orten (z B. auf den Hügeln von Miske—Sitke, Magasi—Szergény) ist dieser aus dem postvulkanischen kohlensauren Kalke entstanden.

In den Basalttuffen der Halbinsel Tihany kommen auch organische Einschlüsse vor, von welchen im letzten Abschnitte ausführlich die Rede sein wird.

---

[1] Bei Pula und in Tihany ist der echte fossilführende Süsswasserkalk im Basalttuffe ziemlich häufig. Im Basalttuffe des Herczeghegy bei Sitke aber habe ich die Einschlüsse des Kiesels des Kemenesalja und der Rábagegend gesammelt, welchen die geologischen Karten 1 : 144 000 der kgl. ung. Geologischen Reichsanstalt als Produkte der jungtertiären oder diluvialen Flüsse bezeichnen. — LÓCZY.

Im Basalttuffe von Pula und Tihany kommen Kalksteinkonkretionen häufig vor. VITÁLIS.

VIII. ABSCHNITT.

POSTVULKANISCHE WIRKUNG.

Die Basaltausbrüche der Balatongegend, die, wie wir schon im V. Abschnitte gesehen, in zumindest drei Zyklen vor sich gegangen sind, wurden von kohlen- und kieselsauren Quellenwirkungen begleitet, deren Gesteinsprodukte: der kohlensaure Kalk und der Quellenquarzit wohl auf dem ganzen vulkanischen Gebiete vorkommen, jedoch am schönsten und mannigfaltigsten auf der Halbinsel Tihany entwickelt sind.

Der kohlensaure Kalk ist postvulkanischen Ursprunges und kommt in Form von Aragonit, Kalkkonkretion und Süsswasserkalk vor.

Der Aragonit der Halbinsel Tihany, welcher stellenweise z. B. in der Umgebung des Dobogó, in fingerdicken oder auch noch mächtigeren, mehr oder minder vertikalen, gangartigen Blättern den Basalttuff durchschneidet, wird bereits von Beudant[1] erwähnt, jedoch brachte Beudant ihre Entstehung nicht mit der vulkanischen Wirkung in Zusammenhang, sondern erklärte dies seiner Lateralsekretionstheorie entsprechend damit, dass das in den Basalttuff einsickernde Wasser den Aragonitstoff aufgelöst und diesen in den Sprüngen des Basalttuffs, auf die Wände dieser Sprünge in vertikalen Kristallen abgelagert hat.

Bei Besprechung der Basalttuffe wurde bereits erwähnt, dass der sekundäre Zement der Basalttuffe im vulkanischen Gebiete mehrfach aus Kalziumkarbonat besteht. Dieser sekundäre Zement ist teils Aragonit, teils Kalzit. An mehreren Stellen z. B. auf der Halbinsel Tihany, in der abstürzenden Uferwand von Szarkád, bildete dieses postvulkanische Kalziumkarbonat im Basalttuff überreichlich Kalkkonkretionen.

Meiner Ansicht nach, der ich bereits anderwärts Ausdruck verliehen habe,[2] steht auch der Süsswasserkalk der Balatongegend im genetischen Zusammenhange mit den Basalteruptionen, das heisst mit den tektonischen Bewegungen, die den Anlass zu den Basaltausbrüchen gaben. In Verbindung mit den Basalteruptionen hat sich der pontische See der Balatongegend in grössere und kleinere Becken und sumpfige Untiefen getrennt, und diese haben ihren Kalziumkarbonat- und Kieselsäuregehalt aus den postvulkanischen Quellen gewonnen, welche die einzelnen Zyklen der vulkanischen Wirkung und die gesamte vulkanische Tätigkeit begleiteten und dieser folgten.

Diese kohlen- und kieselsauren Quellen der Eruptionsperiode und nach ihr sind in verschiedener Höhe entsprungen, nachdem die Dislokationen, welche der

---

[1] Beudant II. Bd. S. 510.

[2] Földtani Közl. XXXVII. Bd. S. 157.

Ablagerung der Hauptmasse des pontischen Sedimentes folgten, das Gelände uneben gemacht hatten, auf welches die Basaltlava selbst geflossen ist. Daher kommt es, dass die Süsswasserkalkbildungen in so augenscheinlich verschiedener Höhe über dem Meeresspiegel gelegen sind. In den kleineren und höher liegenden Tümpeln, wie z. B. in jenem bei Öcs hat die Ablagerung der Süsswasserbildungen früher, in den grösseren aber, wie im Becken von Nagyvázsony später begonnen. Stellenweise, wie z. B. in Öcs lagern die Gesteinsprodukte dieser Süsswasserbildungen terrassenartig in solcher Weise, dass die älteste Terrasse aus kalkigem Sand und Ton, die mittlere aus glimmerigem Mergel und die jüngste aus porösem Kalktuff, mergeligem Kalk und Kalkstein besteht.

Betreffs dieser Süsswasserkalkbildungen gehen die Ansichten der Autoren sehr auseinander. G. STACHE [1] setzt diese in die Basis der congerienführenden oder der pontischen Sedimente, L. v. LÓCZY [2] in das Hangende ebendieser Sedimente. Gy. HALAVÁTS,[3] der das Alter dieser kalkigen Formationen zuerst näher bestimmt hat, stellte sie in den *Congeria rhomboidea*-Horizont. Eben hierher zählte sie auch I. LÖRENTHEY [4] als Süsswasserfazies, während er den Süsswasserkalkstein selbst „kontinentale Fazies" des *Unio Wetzleri*-Horizontes nennt; damit ist jedoch jene Angabe mit seiner eigenen Arbeit im Widerspruch, wonach der Süsswasserkalkstein von Peremarton, auf dem Nordwestabhange des Somlóhügels im Hangenden der *Unio Wetzleri*-Schicht vorkommt.

Nach meinen Untersuchungen, von welchen ich anderorts ausführlicher berichten will, sind diese kalkigen Formationen während der Dauer der Basalteruptionszyklen und hauptsächlich nach der Beendigung der Basalteruptionen entstanden, u. zw. nach der Ablagerung der Hauptmasse des durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten pontischen Sedimentes und vor der diluvialen Lössbildung.

Dass das unterste Glied dieser kalkigen Formationen: der kalkige Sand und Ton noch pontisch ist, darauf deutet jene Tatsache, dass dieser in Öcs in der untersten Terrasse *Congeria Neumayri* BRUS. führt; dass das mittlere Glied, nämlich der glimmerige Mergel bereits levantinisch ist, beweisen die weiter unten (auf S 176) folgenden Fossilien, unter welchen die konvexen Viviparen, nämlich *Vivipara Fuchsi* und die mit ihr verwandten *Viviparen* häufig sind; dass schliesslich jener Teil der höchstliegenden Formation, nämlich der Süsswasserkalk, welcher sich in dem grösseren Becken, so in dem der Gegend von Nagyvázsony gebildet hat, nicht viel älter ist als der diluviale Löss, darauf weist seine Lagerung hin, insofern sich in Nagyvázsony dieser Süsswasserkalk auf dem *Vivipara Fuchsi* und mit dieser verwandte konvexe Viviparen führenden glimmerigen Mergel lagert, am Nordwestabhange des Peremartoner Somlóhügels nach dem Profil Th. KORMOS [5] aber der Süsswasserkalk zwischen der *Unio Wetzleri*-Schicht und dem Löss lagert.[6]

---

[1] Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. B. XII. S. 126.

[2] HALAVÁTS: Die Fauna der pontischen Schichten d. Umgebung d. Balatonsees. S. 24.

[3] Ibidem S. 77.

[4] Beiträge zur Fauna und str. Lage der pann. Sch. in der Umgeb. d. Balatonsees. S. 202.

[5] Ibidem S. 7.

[6] Diese Stelle habe ich neuerdings aufgesucht und unter der *Unio Wetzleri*-Schicht sechs fossilführende Schichten gefunden, in deren vierter viel *Congeria Balatonica* und *Vivipara cyrtomaphora* vorkommen.

In Kapolcs, bei Mázoskút, ist der Süsswasserkalk auffallend kieselig, worauf auch schon BEUDANT[1] und J. v. BÖCKH[2] hingewiesen haben.

Westlich von Pula, am südöstlichen Rande jenes Erdrückens, welcher sich vom Fusse des Kabhegy, in der Umgebung von Öcs, südlich, gegen den Tálóder Wald, bezw. gegen den Egervizbach zu hinzieht, bin ich auf jenem Hügelrücken, welcher auf der Karte 1 : 25,000 mit der Höhenkote 211 m bezeichnet ist, ebenfalls auf kieseligen Kalkstein gestossen.

In diesem kieseligen Kalkstein fand sich ein pfefferkorngrosser Basalteinschluss.

Nachdem aus dem kieseligen Kalkstein mit dem Basalteinschlusse ein Dünnschliff angefertigt wurde, zeigte es sich unter dem Mikroskope, dass der Basalteinschluss mit dem Basalte des Erdrückens zwischen den Gemeinden Öcs—Pula ident ist: sowohl dieser, wie auch jener ist ein feldspatiger Basalt des Typus von Kabhegy. Der Basalteinschluss des kieseligen Kalksteines ist nämlich überwiegend ein Aggregat von Plagioklaslamellen, es finden sich darin jedoch auch violette Titanaugit-, serpentinisierte Olivin- und Ilmenitkristalle. Die Wirkung des einstigen kohlen- und kieselsauren Quellenwassers ist auch an diesem Basaltschöllchen sichtbar, besonders aber an einem noch kleineren, nur unter dem Mikroskop wahrnehmbaren Basaltkörnchen erscheint diese Wirkung sehr auffallend: das Gestein ist stark zersetzt, sozusagen ausgelaugt; nur das Skelett der Olivinkristalle ist erhalten geblieben, der grösste Teil ihres Materials ist durch kohlensauren Kalk ersetzt. Den grössten Widerstand haben die Ilmenitfetzchen geleistet. In einzelnen Basaltkörnchen fallen nur mehr diese ins Auge, die Plagioklase und die Augitkristalle sind kaum mehr erkennbar.

Die im kieseligen Kalksteine des Hügelchens bei Pula gefundenen Basaltschöllchen sind als Einschlüsse handgreifliche Beweise dafür, dass das basaltische Produkt bei der Ablagerung des kieseligen Kalksteines schon vorhanden war.

Der Westlehne des Hügelchens von Pula schmiegt sich eine Lössdecke an, welche bis zu 2 m Tiefe von einem Graben aufgeschlossen ist. Ebenso wird der kieselige Kalkstein von Mázoskut unmittelbar von Löss bedeckt. Der Süsswasserkalk lagert auf Formationen, welche betreffs ihres Alters sehr von einander abweichen. Die jüngste unter diesen ist der glimmerige Mergel von Nagyvázsony, welcher, wie bereits oben gezeigt wurde, levantinisch ist. Demnach ist also die Bildung des Süsswasserkalkes und des kieseligen Kalksteines aus den postvulkanischen kohlen- und kieselsauren Quellen ebenfalls levantinisch oder allenfalls schon postpliozän, im allgemeinen genommen altdiluvial.

Dass die Süsswasserkalkbildung an einzelnen Stellen auch schon die erste Eruption begleiten konnte und dieser nachgefolgt ist, muss ich in erster Reihe auf Grund jener Beobachtung J. v. BÖCKHS[3] voraussetzen, nach welcher er in der Nähe von Kapolcs in dem zwischen dem Királykő und dem Kecskehegy auftretenden Basalttuff ein Süsswasserkalkstück gefunden hat.

Zwischen dem Királykő und dem Kecskehegy kommen, wie weiter oben gezeigt wurde, schon der zweiten Eruption angehörende feldspatführende Basaltprodukte vor und so konnte natürlich das Süsswasserkalkstück nur dann in das zur

---

[1] L. c. II. T., S. 485.
[2] L. c. II. T., S. 97.
[3] L. c. II. T., S. 119.

zweiten Eruption gehörende basaltische Produkt als Einschluss geraten, wenn sich dieses schon aus den postvulkanischen Quellen der ersten Eruption gebildet hat. J. v. Böckh erwähnt auch aus dem Basalttuffe des Kopasztető bei Mindszentkálla einen Süsswasserkalkeinschluss. Diese Eruption gehört jedoch bereits zum dritten Zyklus. Ich selbst habe nur am Westrande der Gemeinde Pula, in den nächst dem Friedhofe aufgeschlossenen mächtigen Basalttuffbänken zwei Süsswasserkalkstücke gefunden.[1] Auch diese zwei Süsswasserkalkstücke sind, falls sie nicht sekundär in den Basalttuff gelangten, gleichfalls in dem zum zweiten Eruptions-Zyklus gehörenden Basalttuff eingeschlossen, nachdem sowohl der Kabhegy, wie auch der Erdrücken zwischen Pula—Öcs aus feldspatführendem Basalt und ebensolche Basaltlapilli einschliessenden Tuff besteht.

Während der kieselige Kalkstein in der Balatongegend sehr untergeordnet ist, der Quellenquarzit dagegen ausser vom Hügelchen bei Pula, von Papkeszi und vom Kis-Somló von keinem anderen Orte bekannt ist, erlangen an einzelnen Punkten der Halbinsel Tihany gerade die Kieselbildungen das Übergewicht. Dass aber auch an letzterer Stelle fossilführende Süsswasserbildungen nicht fehlen, das werden wir noch ausführlicher erörtern und zugleich auf jenen Zusammenhang hinweisen, welcher zwischen den kalkigen und kieseligen Bildungen, besonders am Akasztódomb wahrnehmbar ist.

Auf der Halbinsel Tihany sind den postvulkanischen kohlensauren Quellen kieselsaure Quellen gefolgt und mit ihrer Tätigkeit nahm die postvulkanische Wirkung der Eruption ein Ende.

Der kieselige Kalkstein und der Quellenquarzit der Halbinsel Tihany wurde von Ritter v. Zepharovich[2] sowohl in petrographischer und chemischer Hinsicht, wie auch betreffs der Lagerungsverhältnisse sehr eingehend besprochen.[3] Er führt ganz richtig an, dass der kieselige Kalkstein, welcher am oberen Rande der Uferwand unter dem Echohügel unmittelbar auf dem Basalttuff lagert, hellgelblichgrau ist und mit dünnblätterigen Kalkschiefern beginnt. In diesen dünnblätterigen Schiefern, welche angeschlagen einen hellen Klang geben, hat Hauer 1·9—5% Kieselsäure nachgewiesen. Hie und da sind diese Schiefer mächtiger, voll von grösseren und kleineren Einhöhlungen, deren Wände in Nierenform von Kalkkarbonat überzogen sind, wie z. B. am Csúcshegy. Anderwärts wieder, wie z. B. neben dem

[1] Von ebenhier erwähnt auch L. v. Lóczy einen Süsswasserkalkeinschluss. Siehe die Fussnote auf S. 20 dieser Arbeit.

[2] L. c. S. 356.

[3] Im Sommer 1903 führte ich einige Mitglieder des Wiener internationalen geologischen Kongresses in die Balatongegend und bei den Geyserkegeln der Halbinsel Tihany warf Dr. Beyschlag, Direktor der preussischen geologischen Landesanstalt, die Frage auf, ob diese Quellenbildungen nicht etwa edle Metalle: Spuren von Gold und Silber enthalten, wie das auch bei anderweitigen Geyserbildungen beobachtet wurde. Später sandte ich mit Unterstützung A. v. Semseys eine grössere Quantität Quellenkalk und quarzigen Tuff nach Berlin, um diese in der geologischen Anstalt auf ihren Metallgehalt untersuchen zu lassen. Als Ergebnis der chemischen Untersuchung teilte mir Dr. Beyschlag später mit, dass diese kalkigen Quellenbildungen keinerlei edles Metall enthalten, hingegen die reinen quarzitführenden Bildungen bestimmt erkennbare Silberspuren aufweisen. Gold war auch in diesen nicht vorhanden. Wenn auch diese Untersuchung zu keinen praktischen Resultaten berechtigt, so hat sie vom wissenschaftlichen Standpunkte aus doch ihre Bedeutung. Wenn schon nichts anderes, so hat die Untersuchung doch den kräftigen Beweis geliefert, dass die Edelmetall enthaltenden Quellen keinen vadosen, sondern einen juvenilen Ursprung haben. Lóczy.

Friedhofe, sind dieselben in der Form von weissen, erdigen „Blättersteinen“ zu beobachten. Es gibt ferner auch noch ungeschichtete, kompakte oder poröse kieselige Kalke, hie und da mit Pflanzenresten. In allen diesen sind quarzige Schichten und Adern zu beobachten.



Fig. 53. Aussicht von den Tihanyer Steinbrüchen in der Richtung des Belsőtó und auf die über diesen hinaus liegenden Geyserkegel.

Mit der fortwährend wachsenden Kieselsäure übergeht der kieselige Kalk in Quellenquarzit, in welchem stellenweise Feuerstein und auch eine Opalart vorkommt. In diesen steigert sich der Kieselsäuregehalt, nach der Analyse HAUERS bis zu 64%.



Fig. 54. Der Hálóeresztő-Wald auf der Halbinsel Tihany mit verstreuten Geyserkegeln.

Diese sind mehr oder minder porös, ausgehöhlt und die Porenwände werden von Kalzedon oder Opal in traubenförmigen Anhäufungen überzogen.

Der ungeschichtete Quellenquarzit, bildet besonders an der Südspitze der Halbinsel, am Külső- und Belső-Hármashegy und in deren Umgebung schöne symmetrische Bergkegel (Fig. 53 und 54).

Ein solcher ist auch der Aranyház, welcher in Fig. 55 dargestellt erscheint Bei Betrachtung dieser symmetrischen Quellenquarzitkegel hat bereits v. ZEPHAROVICH die Frage aufgeworfen: „Sollten durch jene Kegel nicht die Ausbruchstellen



Fig. 55. Das „Aranyház". Quellenquarzitkegel am südlichen Teile der Halbinsel Tihany mit dem Kis-Erdőhegy.

von kieselreichen Quellen, welche sich in den Süsswasser-Tümpel von Tihany einstens ergossen, angedeutet werden?"[1]

Dass diese symmetrischen Quellenquarzitkegel Produkte der Nachwirkungen



Fig. 56. Der Csúcshegy im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany.

der vulkanischen Tätigkeit sind, wurde zuerst von K. HOFMANN erkannt, L. v. LÓCZY[2] dagegen nimmt an, dass die Anzahl dieser einstigen kalk- und kieselsauren Thermen über 100 betragen habe.

[1] L. c. S. 361.

[2] Die geol. Geschichte des Balaton etc. Földr. Közl. XXII. B. S. 130.

Diese einstigen Thermen haben am höchsten Berge der Halbinsel Tihany, am 235 m hohen Csúcshegy (Fig. 56) eine sehr intensive Tätigkeit an den Tag gelegt, in einer solchen Höhe, wo vadoses Wasser nicht mehr entspringen konnte, da sich aus der Orographie des umgebenden Geländes nicht der notwendige hydrostatische Druck ergibt.

Unter den postvulkanischen kohlen- und kieselsauren Quellen der Halbinsel Tihany gab es, wie es scheint auch solche, welche, wie die berühmte Kieselsäurequelle Tetarata, unausgesetzt hervorgequollen sind, ja es ist wahrscheinlich, dass



Fig. 57. Quellenquarzit am Csúcshegy im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany, in seinem Inneren mit einer 5 m hohen domartigen Höhle.

es in diesem Terrain auch solche Sprudel gab, welche an die grossartigen Geyser des Nationalparks erinnern; dies beweisen die im Inneren des Aranyház, am Gipfel des Csúcshegy und am Hármashegy befindlichen (Fig. 57), von Lóczy entdeckten Höhlen mit deutlichen Spuren von Inkrustationen des herausgeschleuderten siedenden Wassers.

Ein Ebenbild der Tetarata konnte im kleineren Masse auch die Westlehne des Csúcshegy sein, wo der Quellenquarzit eine schon von weitem ins Auge fallende, terrassenartige Lagerung aufweist.

Den Geysern des Nationalparks ähnliche Sprudel sind wohl nördlich vom Csúcshegy, am Grate des Nagynyereg tätig gewesen. Jene kleine Sprudelgruppe, welche ich hier entdeckt habe, hat auf meine Bitte L v. Lóczy photographiert und ist in Fig. 58 dargestellt. Der auf der rechten Seite des Bildes sichtbare kleine Sprudel ist aus drei Kegeln von verschiedener Höhe aufgebaut, an dem höchsten ist auch noch der obere Teil des Trichters zu sehen, aus welchem einst die kieselsaure Therme ihren armdicken Strahl geschleudert hat. Im Inneren des Trichters ist sehr schön zu beobachten, wie der Kegel selbst mantelartig aus dem kohlensauren Kalk und der Kieselsäure des Geysersprudels aufgebaut ist.

In der Nachbarschaft dieses Drillingsprudels (am Bilde links) deuten zweifache und einzelne, nicht über 1 m hohe, kleine Kegel an, dass hier aufspringende Wasserstrahlen Schritt auf Tritt folgten.

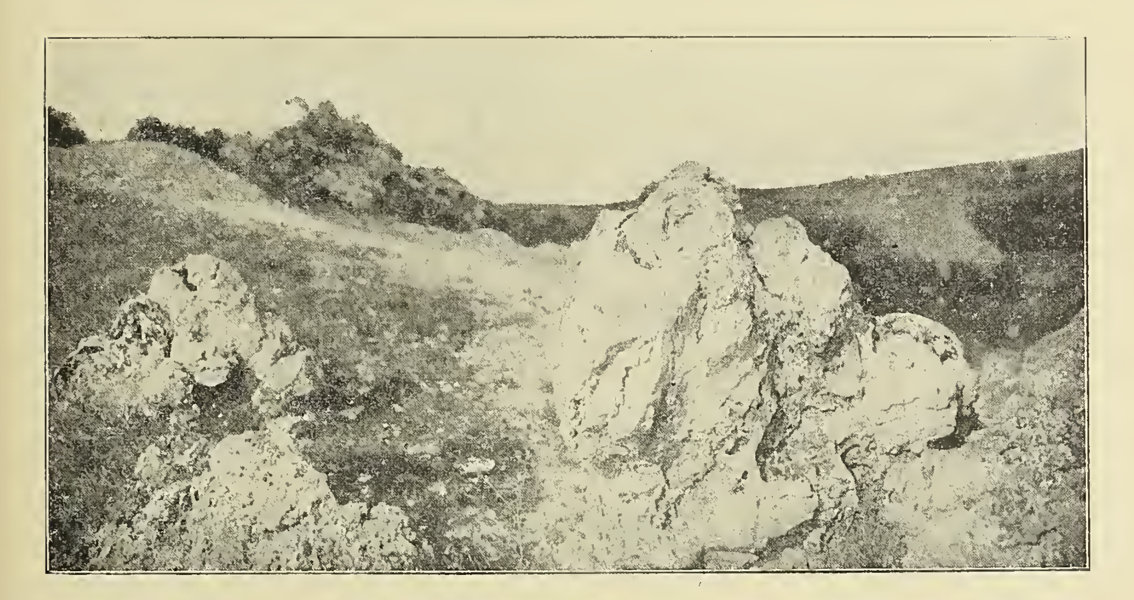


Fig. 58. Quarzitsprudelkegel am Kamme des Nagynyereg, im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany.

Ebenhier zeigt sich in der Wand eines beiläufig 2·5—3 m hohen Süsswasserkalk- und Quellenquarzit-Felsens ganz augenfällig, auf welche Art die Quarzitkegel der verstopften Sprudel von dem Kieselschiefermantel umhüllt wurden.

Aus der schönen Beschreibung[1] W. H. Weeds ist bekannt, dass die Kieselsäure aus dem Wasser der Geyser des Yellowstone-Nationalparkes hauptsächlich durch *Algen* ausgeschieden wird und dass sich — wie er schreibt — infolge der Wirkung der Algen eine zwanzigmal mächtigere Quarzit- und Kieselschieferschichte bildet, wie bei dem einfachen Verdampfen des kieselsäurehaltigen Wassers. Die unteren Teile der Kieselsäure ausscheidenden Algen werden schliesslich, den Niederschlag der Kieselsäure bewirkend, auch selbst von dem Kieselsäureniederschlag bedeckt, ihre oberen Spitzen wachsen jedoch stetig weiter und der Prozess setzt sich beständig fort.

[1] U. S. Geol. Survey IX. Ann. Rep. 1887/88. Washington.

In dem aus den kieseligen Bildungen der Halbinsel Tihany angefertigten Dünnschliffe waren die gut erhaltenen Algen in grosser Anzahl kenntlich, und dürfte deren ausführliche Bearbeitung zu einem schönen Resultate führen.

Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass auf der Halbinsel Tihany und vielleicht auch anderorts (z. B. in der Gegend des Hügelchens von Pula, von Papkeszi, des Kis-Somló) in einer noch nahen geologischen Vergangenheit jene prächtigen grünen Algenrasen vorhanden waren, über welche einst, so wie noch heute im Nationalpark, das dampfende, siedende Wasser gerieselt ist.

IX. ABSCHNITT.

DAS ALTER DER BASALTISCHEN ERUPTIONEN.

1. Die Ansichten über das Eruptionsalter.

Eine Altersbestimmung der Basalte und Basalttuffe der Balatongegend wurde auf Grund der Lagerung und der Einschlüsse von allen jenen angestrebt, welche sich mit der Geologie dieser Gegend befasst hatten.

Die ersten Daten, welche auf die Lagerung Bezug haben, finden sich in dem klassischen Werke Beudants. Die das Alter betreffenden Behauptungen Beudants lassen sich folgendermassen zusammenfassen.

1. Die Basaltplateaus breiten sich nach der einesteils bei Vindornyaszőlős und Zsid, andernteils in der Gegend von Monostorapáti und Kapolcs beobachteten Lagerung auf lignitischem Ton und Sand („sables et grès à lignites") aus.

2. Die isolierten Basaltkegel, welche aus der Ebene bezw. zwischen Sandhügeln steil emporragen, lassen das Gestein, auf welchem sie lagern, nicht erkennen.

3. Der Tuff stützt sich entweder auf den Basalt, oder breitet sich darauf ganz aus.

4. Auf der Halbinsel Tihany lagert auf dem Tuff eine Mühlsteinquarzart („roche siliceuse"), welche vielleicht mit dem Lymneenkalk („le calcaire à lymnèes" oder wie er diesen auf dem Profile der Taf. VII nennt, „calcaire à helices, planorbes etc.") gleichartig ist.[1]

Es kann kaum bezweifelt werden, dass Beudant unter lignitischem Ton und Sand, welchen er mit dem groben Sandsteine von Montmartre, der Molasse für gleichaltig hielt, den kongerienführenden Schichtenkomplex der Balatongegend verstanden hat, wenn auch in bedeutend weiterem Sinne. Die Schnabelreste von *Congeria ungula caprae* Münst., die Ziegenklauen des Balaton hielt er für jurassische Ostreenfragmente und stellte auf der Halbinsel Tihany Jurakalk in das Liegende des Basalttuffs.

Die genauere Altersbestimmung des Liegenden der durch die Basalteruptionen entstandenen Gesteine hängt mit der Aufstellung der Gattung *Congeria* und dem genaueren Studium der *Congerien*-Arten zusammen. Die Gattung *Congeria* wurde

---

[1] L. c. Bd. II. S. 508—511. Vergl. die Profile auf Taf. VII, wo auch die Stellen bezeichnet sind, an welchen die einzelnen Daten ausführlicher behandelt werden.

von PARTSCH bereits im Jahre 1835 aufgestellt und zugleich zwei Arten, nämlich *Congeria triangularis* und *Congeria balatonica* beschrieben.

ZEPHAROVICH hat im Jahre 1856 am Ostufer der Halbinsel Tihany, unter dem Kegel des Akasztóhügels, „unweit von der Stelle, wo die den Sandstein bedeckenden Tuffschichten unter den Kieselkalken verschwinden und ersterer die ganze Höhe der Uferwand einnimmt“ [1] die Lagerstätte von *Congeria triangularis* PARTSCH entdeckt und festgestellt, dass das Liegende des Basalttuffs von Tihany tertiärer Sand und Sandstein ist; und da in diesem Sande nach der Bestimmung von M. HÖRNES

Congeria triangularis PARTSCH,
Cardium plicatum EICHW.,
Paludina Sadleri PARTSCH und
Melanopsis Dufourii FÉR.

vorkommen, verglich er diesen mit den kongerienführenden Schichten des Wiener Beckens und stellte denselben mit den über den Cerithienschichten folgenden oberen Bracktonschichten in ein gleiches Alter.

Als Hangendes des Basalttuffs bezeichnet auch ZEPHAROVICH den kieseligen Kalk, „weil an der Spitze der Halbinsel . . . an der östlichen Uferwand ganz deutlich zu sehen ist, dass unter dem Kieselkalk der Kuppen des Akasztódomb Tuffschichten einfallen, welche ihrerseits wieder auf Sandstein, hier *Congeria triangularis* führend, lagern“. [2]

Diesen kieseligen Kalk hält ZEPHAROVICH auf Grund der darin eingeschlossenen organischen Reste für ein Süsswasserbildung.

Das tiefste Glied der Süsswasserbildungen — schreibt ZEPHAROVICH — ist ein schieferiger, sehr feinkörniger, nahezu kompakter hellgrauer fossilreicher Kalkstein, welcher am Fusse der östlichen Uferwand der Halbinsel, in der Nähe der Abtei, in Blöcken anzutreffen ist! Nach M. HÖRNES kommen darin:

Melanopsis Bouéi FÉR.
Melanopsis buccinoidea FÉR. und eine
Planorbis

massenhaft vor.[3]

F. STOLITZKA gelangte zu einem gleichen Resultate wie ZEPHAROVICH, er sagt nämlich, „dass die Eruptionen zur Zeit der Ablagerung der Inzersdorfer Schichten begonnen, d. i. zur Zeit des süssen Binnensees und bis zur Ablagerung der Flussgerölle fortdauerten“, weil, wie er zur Begründung hinzufügt, „bei NEUHAUS an der NE-Lehne des Hügels, bei der Kirche, der Basalttuff mit fussmächtigen Schichten von Schotter wechsellagert, welcher mit dem Belvedere-Schotter vollkommen ident ist“.[4]

STACHE dagegen hat in mehreren Richtungen andere Meinungen geäussert, wie seine Vorgänger. Die Konklusion STACHES war hinsichtlich des Alters folgende,

---

[1] L. c. S. 344.

[2] L. c. S. 357.

[3] Ibidem.

[4] STOLICZKA F.: Uebersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Bd. XIII. 1863. S. 21.

„sicher ist nur, dass die Hauptmasse der Basalte älter ist als die Tuffe und älter als die Schichten mit *Paludina Sattleri,* in denen am Fonyód ziemlich reichlich kleine Basaltgerölle auftreten“.[1] Den Nagyvázsonyer Süsswasserkalk, welchen BEUDANT in das Hangende des Basalts zu stellen geneigt war, setzt STACHE bedeutend tiefer: unter die kongerienführenden Schichten, weil „eine Auflagerung dieser Kalke auf ältere Tertiärschichten nirgends beobachtet, dagegen ist es an sehr vielen Stellen ganz klar, dass dieselben unmittelbar auf den Kalken oder Dolomiten der unteren und oberen Trias liegen“.[2]

J. v. BÖCKH konstatiert vom Alter des Basalttuffs, des Basaltkonglomerates und des Basaltes, welche zueinander gehörende Formationen sind, auf Grund der Lagerungsverhältnisse und jener Beobachtung, dass er im Hauptstocke des kongerienführenden Tones und Sandes nirgends Basaltmaterial gefunden hat, „dass der Basalt des südlichen Bakony jünger ist als die Hauptmasse der Tegel- und Sandschichten der Kongerienstufe“, daher die Basalte und ihre Tuffe „gegen das Ende der Kongerienzeit abgelagert wurden“. Zur Bekräftigung dieser seiner Behauptung erwähnt J. v. BÖCKH auch jene Beobachtung K. HOFMANNS, „dass der Tuff in seinen tiefsten Lagen noch mit dem Kongeriensande wechselt“.[3]

In Boglár wird der Basalttuff, nach der Beobachtung J. v. BÖCKHS, von einer dünnen Sandschicht bedeckt, „vorausgesetzt, dass diese Sandablagerung noch der Kongerienstufe angehört, so kann man nichts anderes folgern, als nur das, dass daselbst die Sandablagerungen noch eine Weile sich fortsetzten“.[4]

„In Boglár, schreibt mir L. v. LÓCZY, wird das Verhältnis des Sandes und des Basalttuffs zueinander durch einige künstliche Aufschlüsse beleuchtet.

Der Sand von Boglár kommt in einer am Fusse des Várhegy oder des Kopaszhegy befindlichen Sandgrube an einer steilen Grenzlinie mit dem Basalttuff in Berührung, welcher sich unter 37—40° auf den Sand neigt.

An der Westlehne des Temetődomb, im Hofe der Zementfabrik des S. Weisz ist ebenfalls eine grosse Sandgrube eröffnet, deren fast vertikale Rückwand aus eruptivem, brecciösem, ungeschichtetem Basaltuff besteht. Da die Sandgrube die ganze Breite des Grundstückes einnimmt, ist sie derzeit ausgebeutet. Aus Fig. 59 ist ersichtlich, mit welch seltenem Glück hier die Sandgrube den Eruptionskanal aufgeschlossen hat.

Der Sand ist derselbe, von welchem JOHANN BÖCKH spricht (Südlicher Bakony II. Teil, S. 123). Wie am Fusse des Várhegy neben dem Eisenbahndamm, so lagert auch hier unter dem Sande blätteriger gelber und ebensolcher grauer harter Ton, in welchem Überreste von *Helix, Melanopsis, Neritina, Congeria* usw. vorhanden sind. Der Sand, welcher in dicken Wänden von fluviatiler Struktur ansteht und dem pontischen Sande der Steiluferwände von Fonyód, Balatonföldvár, Kenese ähnlich ist, führt ebenfalls eine grosse *Helix*-Art, *Congerien*- und *Unionen*-Reste.

In der Mitte des Sandaufbruches unterhalb des Várhegy ist auch ein dünnes Basalttufflager zu beobachten.

Die Schichten der Weisz'schen Sandgrube lagern an der Hügellehne horizontal, einwärts in der Nähe der Basalttufferuption neigen sie sich plötzlich unter 40—65°.

[1] STACHE G.: Basaltterrain am Plattensee. S. 148.

[2] STACHE G.: Jüngere Tertiärschichten des Bakonyer Waldes. S. 125.

[3] BÖCKH J.: L. c. II. T. S. 122—123

[4] BÖCKH J: L. c. II. Teil. S. 123.

Neben dem vertikalen Basalttuff ist jener mehr mergelige Teil, welcher den Sand bedeckt, geröstet, rot gebrannt. In diesem führt auch der hangende glimmerige, blätterige, harte, mergelige Kalk kleine Kardien. Demnach ist auch dieser noch pontisch.

Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass sich der Basalttuff auf jene Schichten hinüberneigt und sich über diesen ausbreitet, welche er mit einem vertikalen Kanale durchbrochen und bei seinem Zurücksinken an den Berührungsstellen mit sich gezogen hat". Über diese und andere Beobachtungen wird v. Lóczy im morphologischen Teile ausführlicher berichten.

Auf jene Bemerkung Staches, dass am Fonyóder Berge im Sande Basaltgerölle vorkommen, bemerkt Johann Böckh, „dass in der, an der Bahn aufgeschlossenen, steilen Wand des Fonyóder Berges die Basaltknauer sich nur in den allerobersten

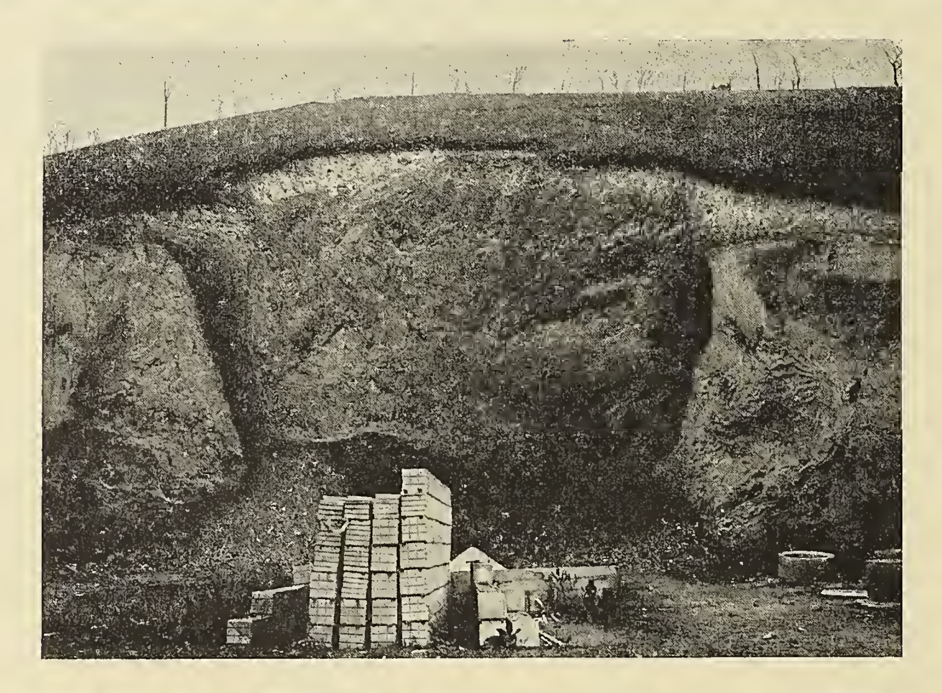


Fig. 59. In der steilen Rückwand einer Sandgrube erreichter eruptiver Basalttuff an der Lehne des Temetőhegy bei Boglár.

Sandschichten eingemischt zeigen, in der tiefer liegenden Hauptmasse des Sandes, sowie in dem Tegel konnte ich diese aber nicht beobachten".[1]

J. v. Böckh hat sogar auch jener Ansicht Ausdruck verliehen, dass diese basaltführende, obere Sandablagerung bereits nicht mehr in die Kongerienstufe gehört, sondern jünger als der Basalt ist.

Hinsichtlich des relativen Alters der Basalte und Basalttuffe war J. v. Böckh der erste, welcher behauptet hat, dass die Basalte „bestimmt etwas jünger sind, als die die betreffenden Basalte begleitenden Basalt-Tuffe und Konglomerate".[2]

Den Süsswasserkalk und den Quarz trennt J. v. Böckh voneinander: betreffs des Alters des Nagyvázsonyer Süsswasserkalkes schliesst er sich der Ansicht

[1] Ibidem S. 125.

[2] Ibidem II. Teil. S. 120.

Staches an, und setzt auf Grund der Lagerung des Kapolcser Süsswasserkalkes und nachdem damals — wie er selbst auf S. 122 des II. Teiles seines obengenannten Werkes schreibt — „das Liegende der Süsswasserablagerung unbekannt war", den durch Quellen abgesetzten, kieseligen Kalk und Quarz, ebenso wie Beudant in das Hangende des Basalttuffs.

Auch Judd schreibt, dass der Basalt und Basalttuff des Bakony während der Ablagerung der Kongerienschichten entstanden ist.[1]

Karl Hofmann[2] bekräftigte die Konklusionen J. v. Böckhs hinsichtlich des Alters der Basalteruptionen und führte als neues Argument die Beobachtung an, dass in der an der Nordlehne des Sághegy befindlichen Tuffpartie papierdünne grünliche, tonige Lager mit dem Tuff abwechseln und dass „bei der Kirche zwischen den schön geschichteten Lapilli- und Aschenschichten des Tuffkomplexes einzelne Lagen so reich an Sandkörnchen und weissen Glimmerblättchen sind, dass sie in den Kongeriensanden an der Basis äusserlich sehr ähnlich erscheinen", und auch er folgert auf dieser Grundlage, „dass die Tuffe und die Kongerienschichten in dem gleichen Meere, nämlich noch im Kongerienmeere abgelagert wurden".

L. v. Lóczy[3] schreibt im Jahre 1894 über einen Typus des den Balatonsee umschliessenden Geländes, über die Basaltberge von Szigliget—Badacsontomaj, dass „im Grunde genommen auch diese Gegend zum Somogyer pontischen Gelände gehört" und dass die Halbinsel Tihany, die Boglárer und Fonyóder isolierten Berge „durch die ersterbende Kraft der vulkanischen Tätigkeit geschaffen wurden", welche gegen Ende des Tertiärs hin erloschen ist. L. v. Lóczy setzt die Entstehung des Balatonsees in den Beginn des Diluviums und ist im Obigen mitinbegriffen, dass er auch die Basalteruption für etwas jünger hält als J. v. Böckh und K. Hofmann.

Für das postpontische Alter der Basalteruptionen, tritt 1895 auch Emerich Lörenthey ein. In seiner „Über die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Székler-Landes" betitelten Abhandlung schreibt er nämlich auf Seite 211: „bis jetzt wussten wir auf Grundlage der Basaltvorkommen in der Umgebung von Badacson nur so viel, dass der Basalt die pontischen Sedimente deckt, auf Grundlage des Gálter und des Hidegkúter (Komitat Nagy-Küküllő) Vorkommens können wir jedoch das genauere Alter des Basaltes feststellen, insofern es klar wurde, dass die Basalteruption in die levantinische Zeit fällt, wenigstens in der Umgebung von Badacson, Gált und Hidegkút".

A. Sigmund brachte im Jahre 1898 in seiner Abhandlung über die Basalte Steiermarks, das steierische Basaltgebiet mit dem Eruptionsgebiete der Balatongegend in Zusammenhang und sagt — nach Stur — von den steierischen Basalteruptionen, dass diese „erst nach dem Rückzuge des Kongeriensees eintraten".[4]

Unter den Arbeiten der Balatonkommission wird diese Frage ebenfalls von zwei Werken berührt, nämlich von J. v. Halaváts' „Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees" und E. Lörentheys Arbeit: „Beiträge zur Fauna und zur stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des

[1] Judd, I. W.: On the origin of Lake Balaton; Geological Magazin. B. I. S. 15. London, 1876.
[2] Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. S. 124.
[3] Die geol. Geschichte des Balaton etc. Földr. Közl. B. XXII. S. 130.
[4] Tschermak's Min. u. Petrogr. Mitteil. Bd. XVIII. S. 395.

Balatonsees". Bei der Erörterung der kongerienführenden (pontischen oder pannonischen) Schichten stimmt das Endresultat der beiden Arbeiten wesentlich überein, betreffs des Alters der Basalteruption stehen jedoch auch sie im Gegensatz, weshalb es begründet ist, dass auch wir uns bestreben, die Frage noch immer als unentschieden betrachtend, die Sache ein wenig zu beleuchten.

J. v. Halaváts unterscheidet auf Grund der Fossilien vier Schichtenreihen in der Balatongegend, und zwar: 1. die *Melanopsis Martiniana* und *M. Vindobonensis* führenden, 2. die *Congeria ungula caprae* führenden, 3. die *Congeria Balatonica* führenden Schichten und 4. den *Congeria rhomboidea*-Horizont. Die *Melanopsis Martiniana* führenden Schichten stellt er in die untere, die *Congeria ungula caprae* und die *Congeria Balatonica* führenden Schichten in die mittlere und den *Congeria rhomboidea*-Horizont schliesslich in die obere pontische Stufe.

Diese ausführlichere Gliederung der kongerienführenden Schichten müsste uns ein Mittel zur genaueren Bestimmung des Alters der Basalteruptionen bieten.

Halaváts selbst äussert sich betreffs des Alters nicht ganz deutlich. Im dritten Teile seines Werkes, im stratigraphischen Teile (siehe Seite 77) schreibt er folgendes: „Nach der mittleren pontischen Zeit hatte nämlich der pontische Brackwassersee besonders im Westen und Norden abermals an Raum verloren, wofür der Grund in den mit den Basalteruptionen zusammenhängenden tektonischen Bewegungen der Erdrinde zu suchen ist. In diesem räumlich kleineren Brackwassersee gelangten jene Schichten zur Ablagerung, die ich als *Congeria rhomboidea*-Niveau bezeichnete".

Aus den angeführten Worten glauben wir zu entnehmen, dass Halaváts das Alter der Basalteruptionen nach den *Congeria Balatonica* führenden Schichten und vor die Ablagerung des *Congeria rhomboidea*-Horizontes setzt, jedoch scheint es aus zwei anderen Stellen desselben Abschnittes seines Werkes, als ob er das Alter der Basalteruptionen nach der Ablagerung des *Congeria rhomboidea*-Horizontes setzte. Auf Seite 66 schreibt er nämlich: „In Tihany bildet Basaltkonglomerat und Tuff den oberen Teil der (pontischen) Schichtenreihe. In der Umgebung von Kenese, Kapolcs, Nagyvázsony und Öcs hingegen ist unter dem Basalttuff Süsswasserkalk das oberste Glied desselben".

Innerhalb des *Congeria rhomboidea*-Horizontes unterscheidet Halaváts drei Fazies und da er den Süsswasserkalk von Nagyvázsony—Öcs die jüngste Fazies nennt (Vergl. S. 77 und die Tabelle), folgt daraus, dass das Alter der Basalteruptionen — demgemäss noch — jünger wäre als die oberste Ablagerung des *Congeria rhomboidea*-Horizontes.

Die auf das Alter der Basalteruptionen bezügliche Ansicht Halaváts', nämlich diese letztere Ansicht stützt sich — wie es scheint — grösstenteils auf jene Daten, welche ihm L. v. Lóczy mitgeteilt hat.

Den Süsswasserkalk von Nagyvázsony—Öcs nämlich, welchen Stache und Böckh in der Basis des kongerienführenden Horizontes erwähnt, setzt v. Lóczy zuerst in den oberen Horizont der kongerienführenden oder pontischen Stufe, unmittelbar in das Liegende des Basaltes.

„Der Süsswasserkalk und das auf demselben ruhende Basaltplateau von Nagyvázsony — schreibt Lóczy auf S. 23 des angeführten Halaváts-schen Werkes — erstreckt sich in dem Walde bei Tálód zwischen Pula und Vigánt bis zu dem Forsthaus von Jakabfa und schliesst gegen W in einer geraden Linie plötzlich ab . . . Den Süsswasserkalk, welcher aber an Mächtigkeit stark verloren

hat, finden wir bei Kapolcs unter dem Basalt, resp. Basalttuff des Bondoró und Bonczostető, ferner unter dem Tikhegy von Talján-Dörögd und unter den Basaltkuppen von Öcs".

E. LÖRENTHEY beschrieb in seiner erwähnten grossen Arbeit auf Grund jener *Unio Wetzleri*, welche J. v. BÖCKH in Fonyód, Th. KORMOS in Peremarton und ich in der Umgebung von Felsőzsid sammelte, ausser den HALAVÁTSschen vier Schichtenreihen auch die obersten: *Unio Wetzleri* führenden Schichten der pannonischen Stufe, und betonte betreffs des Alters der Basalteruptionen seine schon im Jahre 1895 dargelegte Ansicht, nämlich dass „die Basalteruption in die levantinische Zeit fällt" neuerdings. „Das levantinische Alter der Basalte — schreibt er auf S. 208 seines Werkes — oder wenigstens ihrer ersten Eruptionen wird auch durch meine neueren Forschungen bewiesen. Den einen Beweis liefert das Basaltvorkommen des Lázhegy bei Zsid, wo der Basalt selbst, den anderen aber der Fonyódhegy bei Fonyód, wo der die Basaltknauer einschliessende Sand dem *Unio Wetzleri*-Sande (?), also dem höchsten Horizont der oberpannonischen Stufe, auflagert".

Die bisherigen Untersuchungen führten — wie das auch aus der vorangehenden geschichtlichen Skizze ersichtlich ist — allein betreffs des relativen Alters des Basaltes und des Basalttuffes zu jener allgemein angenommenen Ansicht, dass der Basalttuff verhältnismässig älter ist als der Basalt, hinsichtlich des Alters der Eruption aber stehen sehr entgegengesetzte Meinungen einander gegenüber. BEUDANT bezeichnet — wie wir sahen — den lignitischen Ton und Sand als das Liegende des Basaltes, als das Hangende hingegen auf der Halbinsel Tihany den kieseligen Kalk und ist geneigt auch den Planorbis führenden Kalk von Nagyvázsony als gleichaltrig zu betrachten. Das Alter des Liegendsandes und Tones wurde zuerst von ZEPHAROVICH präziser bestimmt, und auch er hat betreffs des Hangenden BEUDANTS Ansicht geteilt. Die Schlüsse der anderen Forscher betreffs des Alters der Basalteruption gerieten jedoch miteinander in Widerspruch.

Nach den Untersuchungen STACHES wäre nämlich die Basalteruption vor der Ablagerung der kongerienführenden Schichten, nach J. v. BÖCKH und K. HOFMANN vor der Ablagerung der Hauptmasse dieser Schichten, nach HALAVÁTS vor oder nach der Ablagerung des Süsswasserfazies des *Congeria rhomboidea*-Horizontes eingetreten, während nach E. LÖRENTHEY erst in der dem pannonischen Zeitalter folgenden levantinischen Stufe die Basalteruption der Balatongegend begonnen hat.

Da also die Ansichten der neuesten Forscher, nämlich HALAVÁTS' und LÖRENTHEYS nicht nur den älteren Forschungsergebnissen gegenüber, sondern auch untereinander eine wesentliche Abweichung aufweisen, muss das Alter der Basalteruption der Balatongegend noch immer als eine offene Frage betrachtet werden.

2. Der Beginn der Eruption.

Alle jene Orte, an welchen die Produkte der Basalteruption zu studieren sind und von wo die beweiskräftigen Argumente der bisherigen Autoren herstammen, habe ich der Reihe nach aufgesucht; unterdessen entdeckte ich neuere Orte und machte neuere Beobachtungen und bin daher in der Lage, einesteils auf Grund der

Autopsie auf die Beobachtungen und Konklusionen der bisherigen Schriftsteller meine Bemerkungen zu machen und andernteils diese alte, jedoch noch immer ungelöste Frage von neuer Seite zu beleuchten.

Der überwiegend grössere Teil der Autoren behauptet — wie wir oben gesehen haben — dass die Basalteruption gegen das Ende der pontischen oder pannonischen Stufe vor sich gegangen ist und nur E. LÖRENTHEY stellt sie in die levantinische Stufe, u. zw. so kategorisch, dass er seine oben erwähnte gross angelegte Monographie direkt mit folgender Äusserung beendet: „Ich glaube, heute kann es mehr keinem Zweifel unterliegen, dass die Basalvulkane im östlichen Teile des heutigen Balatonsees in der levantinischen Zeit tätig waren“ (Deutscher Text S. 208).

Da meine Beobachtungen in mir dennoch Zweifel erregen, ist es in erster Reihe meine Pflicht die Argumente E. LÖRENTHEYS einer objektiven Kritik zu unterwerfen.

LÖRENTHEYS älteres Argument war (1895), wie er das in seiner: „Über die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Széklerlandes“ betitelten Abhandlung ausführt, dass die als *Congeria triangularis P.* sp. bestimmten Muscheln des Széklerlandes mit *Dreissensia* cf. *Münsteri* BRUS. sp. zu identifizieren sind, so dass die Basalteruptionen des Széklerlandes, so wie auch, per analogiam, der Basalt des Badacson, der levantinischen Stufe angehört. Dieser Analogie gegenüber muss jedoch bemerkt werden, dass *Dreissensia* cf. *Münsteri* BRUS. sp. weder von ihm, noch von HALAVÁTS, noch von irgend jemand bisher in den sedimentären Schichten der Balatongegend gefunden wurde, während die typische *Congeria triangularis* aus den das Liegende des Basalttuffs bildenden Sandschichten in Fonyód oder in der Gödröslehne in der Halbinsel Tihany in Menge zu sammeln ist.

Auf dieses alte Argument, beziehungsweise auf diese Voraussetzung genügt die obige Bemerkung vollkommen.

Von seinen neueren Beobachtungen führt LÖRENTHEY besonders zwei wiederholt an (S. 20, 25, 202 usw.), nämlich das Basaltvorkommen von Felsőzsid und die Lagerungsverhältnisse des Fonyódhegy bei Fonyód.

Damit müssen wir uns bereits etwas ausführlicher befassen.

Vom Felsőzsider Basaltvorkommen berichtet LÖRENTHEY auf Seite 20 seines angeführten Werkes folgendes: „NO-lich von Keszthely und O-lich von der im Tale des Baches Zsidi-patak gelegenen Gemeinde Zsid, am westlichen Teile des mit Basalt bedeckten Nagy- oder Öreg-Lázhegy, ober dem Tale des Nagy-Rétipatak hat Dr. STEPHAN VITÁLIS unmittelbar unter dem Basalte in einem glimmerreichen gelben Sande

Unio Wetzleri DUNKER und
Melanopsis decollata STOL.?

gesammelt. Unter demselben wechsellagern geschichtete ältere pannonische Sand- und Tonbänke“. Ferner schreibt er: „Aus dem mürben sandigen Ton, welcher O-lich von Zsid, am Fusse des Fertőshegy aus dem Brunnen des FRANZ SZORTÓ (recte SZÁNTI)[1] stammt, gelang mir zu präparieren:

Melanopsis decollata STOL.? und
Neritina (Clithon) sp. ind.

[1] In dem Brunnen des FRANZ SZÁNTI habe ich diese Fossilien aus dem sandigen Tone gesammelt, und sind sie gleichfalls durch L. v. LÓCZY LÖRENTHEY übermittelt worden.

In welchem Verhältnis die Schichten dieser beiden Lokalitäten zu einander stehen — schreibt LÖRENTHEY weiter — ist mir unbekannt. Das eine ist jedoch sicher, dass das Vorkommen am Fertőshegy entweder gleichen Alters mit dem am Öreg-Lázhegy oder noch älter ist; jünger kann es auf keinen Fall sein. Von ausserordentlichem Interesse ist das Vorkommen am Lázhegy insofern, als hier allein das levantinische Alter der Basaltausbrüche mit vollkommener Sicherheit konstatiert werden kann, da der Basalt hier deutlich erkennbar den an *Unio Wetzleri* reichen Sand, die bisher als jüngste Schicht der oberpannonischen Stufe bekannte Bildung bedeckt".

Da ich von der Aufarbeitung eines kleinen Teiles meiner am Fusse des Öreg-Lázhegy und auf der Bank des Förtéshegy gesammelten Fossilien, welche ich infolge einer Aufforderung L. v. LÓCZY, dem Präsidenten der Balatonkommission einsandte und welche in die fachkundigen Hände E. LÖRENTHEYS, des neuen Erforschers der kongerienführenden Schichten der Balatongegend gelangten, erst jetzt aus den eben angeführten Zeilen der Arbeit E. LÖRENTHEYS unterrichtet wurde und nachdem aus diesen Worten auch hervorgeht, dass LÖRENTHEY diese Orte aus eigener Anschauung nicht kennt, kann ich erst jetzt bemerken, dass meine am Westfusse des Nagy- oder Öreg-Lázhegy oberhalb des Tales des Nagyrétibaches gesammelten Fossilien nicht „unmittelbar" „unter" dem Basalt herstammen, und dass hier der Basalt den *Unio Wetzleri* Sand nicht bedeckt, woraus von selbst folgt, dass man hier auf dieser Grundlage „das levantinische Alter der Basaltausbrüche mit vollkommener Sicherheit" nicht konstatieren kann.

Die Lagerungsverhältnisse dieses äusserst interessanten Ortes sollen im folgenden beschrieben werden:

Wenn man aus der flachen Talmulde des Nagyrétibaches gegen den Öreg-Lázhegy wandert, durchschreitet man drei Haupthorizonte. Das Talbecken selbst wird von Löss bedeckt, welcher von 3—6 m tiefen Wasserrissen durchfurcht ist. Der Löss schmiegt sich in beiläufig 250 m Höhe ü. d. M. einer breiten Bank an, welche in einer Höhenzone vom 250—280 m zutage tritt und aus dem mit Löss bedeckten Becken zur steileren Lehne der Basaltdecke hinüberführt. Dieselbe besteht aus Ton und Sand und es befinden sich grossenteils Weingärten darauf. Die Basaltdecke selbst erhebt sich oberhalb dieser Bank von beiläufig 290 m Höhe angefangen mit einer Steilwand.

Am Rande der aus Ton und Sand bestehenden breiten Bank, oberhalb des Randes der Lössdecke, befindet sich dort, wo die vom Lázhegy nord-nordwestlich hinabführende Talverzweigung die Bank erreicht, zwischen zwei Bachgräben jener kleine Hügel, wo ich die *Unio Wetzleri* führende Bank, beziehungsweise die fluviatile Sandlinse entdeckte, während die basaltische Decke selbst am inneren, oberen Rande dieser breiten Bank mit einer Steilwand zutage tritt. Die eine Seite des kleinen Hügels ist vom Bache unterwaschen und infolge eines Sturzes in einer Mächtigkeit von Manneshöhe aufgeschlossen Dieser Aufschluss ist unten tonig, weiter oben lockerer, grauer, sandiger Ton, oben aber ist die beiläufig 20 cm mächtige, rötliche, glimmerige Sandlinse mit *Unio Wetzleri*-Schalen erfüllt, welche etwa in Spannhöhe von mit Löss und Humus vermischtem Sand bedeckt wird.[1] Davon,

[1] Als ich im Herbste 1908 diesen strittigen Ort unter der Führung Dr. STEPHAN VITÁLIS in Begleitung Dr. THEODOR KORMOS besuchte, war die steile Wand der Bank infolge des Weinbaues ganz abschüssig abgeschnitten; so dass wir zu meinem Bedauern von den hier beschriebenen wichtigen Anzeichen gar nichts mehr sehen konnten. (LÓCZY.)

dass hier die Basaltdecke unmittelbar den *Unio Wetzleri*-Sand bedecken würde, kann gar keine Rede sein.

Unmittelbar aus dem unter der *Unio Wetzleri*-Bank liegenden sandigen Ton sammelte ich folgende Fossilien:

Congeria triangularis PARTSCH 1 Exemplar.
„ *Balatonica* PARTSCH 1 Exemplar
Dreissensia sp. ind. 3 Exemplare.
Unio Halavátsi BRUS. 1 Exemplar.
Limnocardium apertum MÜNST. 8 Exemplare.
Melanopsis decollata STOL. 7 Exemplare.
„ *(Lyrcaea)* cfr. *cylindrica* STOL. 1 E.
Vivipara Sadleri PARTSCH 2 Exemplare.

Auf Grund dieser Fossilien gehört dieser untere sandige Ton zu jenem Schichtenkomplex, welcher, nach HALAVÁTS und LÖRENTHEY, durch massenhaftes Auftreten von *Cong. triangularis* und *Cong. Balatonica* charakterisiert wird, und welcher, wie LÖRENTHEY sagt, in der Balatongegend „sowohl die Mächtigkeit der Schichten, als auch die horizontale Verbreitung derselben betreffend“ [1] am schönsten entwickelt ist.

In diesem Sande fand sich keine Spur von Basalt.

Auf diesen sandigen Ton lagert unmittelbar jene rötliche, fluviatile Sandlinse, welche von *Unio Wetzleri*-Schalen erfüllt ist.

Aus dieser wurden folgende Arten bestimmt:

Unio Wetzleri DUNK sehr viele Exemplare.
Helix (Tacheocampylaea) Doderleini BRUS. 3 Exemplare.
Melanopsis decollata STOL. 3 Exemplare.
„ *praemorsa* BRUS. 10 Exemplare.
„ cfr. *flammulata De* STEF. var. *Rhodanica* LOC. 4 E.
Vivipara Fuchsi NEUM. 8 Exemplare.

Diese kleine Gesellschaft von Fossilien, welche ich in Felsőzsid sammelte, stimmt beinahe ganz mit jener überein, welche LÖRENTHEY in seiner „Die Budapester pannonischen und levantinischen Schichten und deren Fauna“ betitelten, im Jahre 1906 erschienenen akademischen Antrittsabhandlung aus der Grube der Ziegelei der Ungarischen Allgemeinen Kreditbank in Pusztaszentlőrincz beschrieb. *Unio Wetzleri*, *Helix (Tacheocampylaea)*, *Doderleini*, *Vivipara Fuchsi* und *Melanopsis praemorsa* sind gemeinsame Arten beider Orte.

Auf Grund des obigen ist es daher klar, dass die Felsőzsider *Unio Wetzleri*-Schichten im Sinne NEUMAYRS und PAULS der unteren levantinischen, nach HALAVÁTS und LÖRENTHEY aber in den obersten .s. g. *Unio Wetzleri*-Horizont der pontischen oder pannonischen Stufe gehören.

Und was nun vom Standpunkte der Altersbestimmung der Basalteruptionen von grösster Wichtigkeit ist, ich habe mit den aufgezählten Fossilien zusammen erbsen- bis kartoffelgrosse Basaltkiesel gefunden. Die kleineren sind ganz, die grösseren,

[1] LÖRENTHEY: Beiträge zur Fauna der pann. Schichten in der Umgebung d. Balatonsees. S. 200.

flacheren Kiesel an ihren Kanten abgerundet. Diese Basaltkiesel befinden sich in der *Unio Wetzleri* führenden Linse selbst und an ihrer Oberfläche haften ausser dem rötlichen, glimmerigen Sande zahlreiche Schalenbruchstücke von *Unio Wetzleri*. Aus diesen Basaltkieseln liess ich auch Dünnschliffe anfertigen. Das Gestein ist unter dem Mikroskop mit den Basanitoiden des Öreg-Lázhegy gänzlich ident. J. v. HALAVÁTS[1] schreibt, dass die *Unio Wetzleri* führenden Schichten dort entstanden sind, wo das Wasser jener Flüsse sich in den pontischen See ergossen hat, die sich auf den trocken gewordenen Partien des pontischen Sees bildete, als im Westen und Norden die kontinentalen Erhebung vor sich ging. Damit wurde das Wasser der Uferpartien ausgesüsst. Diese Auffassung passt auch auf die *Unio Wetzleri* führende fluviatile Sandlinse von Zsid.

Wenn sich aber diese Basanitoidkiesel mit der *Unio Wetzleri* führenden fluviatilen Sandlinse zu gleicher Zeit abgelagert haben, so ist es unzweifelhaft, dass die Basanitoiddecke des Öreg-Lázhegy zu der Zeit als die Ablagerung der *Unio Wetzleri* führenden Sandlinse vor sich gegangen ist, schon existieren musste, d. h. dass die Periode der Basanitoideruption des Öreg-Lázhegy unbedingt älter ist als die levantinische Periode, ob wir nun diese Sandlinse im Sinne NEUMAYRS und PAULS für levantinisch, oder der Gliederung HALAVÁTS' und LÖRENTHEYS gemäss noch für oberpannonisch nehmen wollen.

Darin übrigens, dass man den Beginn der Basalteruption nicht in die levantinische Stufe setzen kann, stimmt auch der Redakteur mit mir überein, weil er sich doch in der Bemerkung auf S. 177 meine Ansicht, dass die Basalteruption im *Congeria Balatonica*-Alter begonnen hat, zu eigen macht.

LÖRENTHEY schreibt noch am Anfange seiner „Beiträge zur Fauna der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees“ — wie das auch aus den oben angeführten Zeilen ersichtlich ist — dass man in Felsőzsid „allein das levantinische Alter der Basaltausbrüche mit vollkommener Sicherheit“ konstatieren kann. Nachdem er sich aber in den folgenden Teilen seines Werkes, insbesondere in den Schlussworten (Angeführtes Werk S. 208) als zweites Argument für „das levantinische Alter der Basalte oder wenigstens ihrer ersten Eruptionen“ auch auf den Fonyóder Fonyódhegy beruft, „wo — wie er schreibt — der die Basaltknauer einschliessende Sand dem *Unio Wetzleri*-Sande (?), also dem höchsten Horizont der oberpannonischen Stufe, auflagert“, muss auch die Beweiskraft dieses zweiten Argumentes erprobt werden.

Der Aufschluss am Fonyódhegy ist umso interessanter, als hier jene drei entgegengesetzten Ansichten betreffs des Alters der Basalteruption der Balatongegend in Widerspruch geraten, welche einerseits von STACHE, anderseits von J. v. BÖCKH und schliesslich von LÖRENTHEY ausgeführt wurden.

STACHE behauptete von den *Vivipara Sadleri* führenden, d. h. von den *Congeria Balatonica*- und *C. triangularis* führenden Sandschichten, dass darin Basaltgerölle vorkommen und hielt auf dieser Grundlage die Hauptmasse der Basalte der Balatongegend für älter als die *Vivipara Sadleri*-führenden Schichten. J. v. BÖCKH hingegen wies nach, dass die am Fusse der neben dem Eisenbahndamme aufgeschlossenen Steilwand sichtbaren Basaltkugeln nicht aus den kongerienführenden Schichten

[1] HALAVÁTS J.: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. S. 78.

herstammen, sondern vom Berggrate abgerollt sind. J. v. Böckh schreibt, „dass in der, an der Bahn aufgeschlossenen, steilen Wand des Fonyóder Berges die Basaltknauer sich nur in den alleroberstem Sandschichten eingemischt zeigen ... ja ich würde von meiner Seite selbst glauben, dass die ... oberste basaltführende Sandablagerung überhaupt nicht zu den Ablagerungen der Kongerienstufe gehört ... vielleicht noch jünger sind, als der sich dort zeigende Basalt" (Angeführtes Werk II. Teil, S. 125).

Durch die überzeugende Argumentation J. v. Böckhs wurde die Meinung Staches ein für allemal entkräftigt und bei den neueren Forschern wurde nun „die oberste basaltführende Sandablagerung" der strittige Punkt. Auch Halaváts nennt diesen oberen Sand pontisch, teilt aber in einer Bemerkung mit, dass L. v. Lóczy diesen mehr zur pliozänen oder altdiluvialen Stufe rechnet und ihm einen äolischen Ursprung zuscheibt. Lörenthey, der in Fonyód drei, beziehungsweise vier Horizonte unterscheidet, trennt diesen oberen Sand in zwei Horizonte: den unteren stellte er auf Grund dessen, dass er darin ein herrliches *Vivipara Fuchsi* Exemplar fand und dass auch das *Unio Wetzleri* Exemplar, welches Herr Ministerialrat Johann v. Böckh in Fonyód gesammelt hat ... nur aus dem unteren Teile des oberen Basaltbomben führenden Sandes herstammen kann, in den *Unio Wetzleri* führenden Horizont, den oberen nennt er aber „unzweifelhaft levantinisch" und schreibt „so glaube ich, auf Grund dessen (er selbst gibt nämlich den Grund dieses unbezweifelbaren levantinischen Alters nirgends an, obwohl er diese Äusserung an mehreren Stellen seiner Arbeit wiederholt), „dass hier (nämlich in Fonyód) der die Basaltknauer führende Sand ebenso dem obersten (nämlich *Unio Wetzleri* führenden) Horizont der pannonischen Stufe auflagert, wie der Basalt bei Zsid".

Ich habe schon oben nachgewiesen, dass in Zsid der Basalt die *Unio Wetzleri* führende Schicht nicht bedeckt, sondern in Form von Schotter, daher sekundär in der *Unio Wetzleri* führenden fluviatil geschichteten Sandlinse vorhanden ist.

Von Ähnlichem konnte ich mich auch in Fonyód überzeugen.

Lörenthey wurde, wie ich glaube, durch jenen Irrtum zu dieser falschen Konklusion geführt, dass er die an sekundärer Stelle liegenden Basaltkugeln des Fonyóder oberen Sandes für Basaltbomben betrachtete.

Lörenthey stellte sich die Sache wahrscheinlich so vor, dass diese „Bomben" auf die *Unio Wetzleri* führenden Schichten herabgefallen sind und der Bombenfall auch während der Ablagerung des levantinisch angesprochenen Sandes anhielt! Wenn im Sande tatsächlich Basaltbomben liegen würden und primär dorthin geraten wären — würde die Argumentation unbezweifelbar ein grosses Gewicht besitzen. Es schreibt jedoch bereits Stache von „Basaltgerölle", J. v. Böckh ebenfalls von „Basaltgerölle" und von „Basaltkugeln" und legt überzeugend dar, dass diese vom Berggrate hieher gerollt und so in den Sand geraten sind, L. v. Lóczy[1] aber erklärt direkt, dass die Basaltbomben Lörentheys „keine Bomben, sondern Reste von Lavaströmen sind, die auf einem unebenen Urgelände sich ausbreitend, zerstückelt wurden". „Auf der Steilwand des Fonyóder Berges, schreibt mir L. v. Lóczy, lagert unter dem Löss lockerer Sand, welcher die in pontisch-pannonischen fluviatil geschichteten Sand einschneidenden alten Gräben und Terrainunebenheiten ausfüllt. Oben am Fusspfade der Kolonie Bélatelep enthält dieser diskordant gelagerte, 2 m

[1] In der 1. Redaktionsbemerkung der Balatonarbeit Lörentheys. (Ung. Text S. 185.)

mächtige feinkörnige Sand die Basaltstücke, welche keine Bomben, nicht einmal Erosionskugeln, sondern Stücke des zerbröckelnden Lavastromes sind, welche durch Sand verschüttet wurden". Dass im Fonyóder oberen Sande keine Basaltbomben liegen, gesteht — wie es scheint, LÖRENTHEY auch selbst ein, weil in der deutschen Übersetzung seiner Arbeit, auf S. 208 [1] — schon „Basaltknauer" figurieren! Auf Grund der Bemerkung LÓCZYS hat er also die Prämisse korrigiert — die unrichtige Konklusion dagegen auch im deutschen Texte seiner Arbeit stehen gelassen!

Wenn aber im Fonyóder oberen Sande keine Basaltbomben liegen, für welche dieselben vom Vulkanologen tatsächlich nicht gehalten werden können, sondern vom Berggrate herabgerollte und in den oberen Sand geratene Basaltgerölle und Basaltknauer, wie das J. v. BÖCKH schreibt (Angeführtes Werk S. 124) oder „Stücke des abbröckelnden Lavastromes, welche durch Sand verschüttet wurden", wie dies L. v. LÓCZY behauptet, so kann man das natürlich nicht mehr als Argument für das levantinische Alter der Basalteruption anführen.

Wenn sich die Meinung STACHES und J. v. BÖCKHS als richtig erweist, so kann daraus gefolgert werden, dass der Zerfall der Basaltdecke schon vor der Ablagerungszeit des in Rede stehenden oberen Sandes im Gange war, was natürlich nur so möglich ist, wenn die Basalteruption schon vor der Ablagerung des von LÖRENTHEY levantinisch betrachteten Sandes vor sich gegangen ist. Wenn aber L. v. LÓCZYS Ansicht die richtige ist, so musste doch der Lavastrom sich vorher zerbröckeln, damit der Sand „die Stücke des zerbröckelten Lavastromes" überdecken konnte.[2]

Aus alldem, was wir betrefls des Alters gesagt haben, geht hervor, dass der Beginn der Basalteruption der Balatongegend nicht nur nicht in die levantinische Stufe gesetzt werden kann, sondern es muss das Alter der Basalteruption der Balatongegend, bezw. der Beginn dieser Eruption zu noch älteren Schichten als der *Unio Wetzleri* führende Horizont der pannonischen Stufe in Beziehung gebracht werden.

Auf Grund der im Basalttuff gefundenen Einschlüsse kann weiterhin kein Zweifel darüber obliegen, dass die basaltische Eruption nach der sarmatischen Stufe begonnen hat. In den Kalkeinschlüssen des Basalttuffs der Hügel von Szigliget, in der nordwestlichen Partie des Meleghegy fand J. v. BÖCKH [3] *Cerithium pictum*, K. HOFMANN [4] aber im Steinbruche des Soponya *Turritella turris* und *Cardium obsoletum*. Ich selbst sammelte ebendort ausser Fragmenten von *Cerithium*, *Ostrea* und *Pecten* sp., *Mactra podolica* EICHW. und *Cardium obsoletum* EICHW., welche das sarmatische Alter dieser Kalkeinschlüsse unzweifelbar bekunden. Und es fehlen diese sarmatischen Kalkeinschlüsse auch an anderen Stellen des Eruptionsgebietes nicht, so habe ich z. B. derartige auch in den Basalttuffen der Hügel von Véndeg in Menge gefunden.

Solche sandige, mergelige Einschlüsse, welche — nach ihrem petrographischen

[1] Auf S. 33 des deutschen Textes figuriert zwar „Basaltbomben", zweifellos aus Vergesslichkeit nicht korrigiert, weil schon vorher auf S. 26 das korrigierte „Basaltknauer" zu lesen ist.

[2] Der fossile Zustand des aus dem basaltführenden Sande herstammenden Rehspiesses spricht mehr für die tertiäre, als die diluviale Stufe, jedoch zeugt der Fund jedenfalls von einer kontinentalen Bildung. LÓCZY.

[3] L. c. II. Teil. Seite 120.

[4] Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. S. 178.

Charakter — nur bei Gelegenheit der Eruption aus den Sedimenten der pontischen Stufe in den Basalttuff gelangen konnten, kann man in den Basalttuffen der Balatongegend weit und breit und sehr reichlich in Eimer- bis Waggongrossen Stücken finden, jedoch waren Fossilien aus diesen Einschlüssen bisher noch nicht bekannt.

Im Sommer des Jahres 1906 hat Ludwig v. Lóczy auch mir die Mitteilung D. Laczkós zukommen lassen, wonach derselbe in der Basaltgrube Sarvalyhegy bei Sümeg mit dem Basalt abwechselnde fossilführende pontische Schichten antraf. Sogleich habe auch ich diesen Ort aufgesucht. In der an der Oberfläche der Basaltdecke befindlichen mächtigen Sandsteinlinse bin auch ich auf die fossilführende Schicht (siehe Fig. 15 auf S. 44) gestossen. Der Basalt ist in diese mächtige Sandsteinlinse von unten aus im Zickzack eingedrungen, wie das auch auf dem angeführten Bilde sichtbar ist, und stellenweise wieder ist der Sand in die noch flüssige Basaltlava schlauchartig eingesunken. Daraus ergiebt sich zweifellos, dass wir es hier mit einem Sandsteineinschlusse von mächtiger Dimension zu tun haben. Und nachdem dieser Einschluss auch Fossilien führt, ist er vom Standpunkte des Alters der Basalteruption von sehr grosser Bedeutung.

Der grösste Teil der Petrefakte ist jedoch dermassen deformiert, dass sie sich nur annähernd bestimmen lassen. In überwiegender Menge kommen stachelige *Melanopsis*-Formen vor, deren grösster Teil an *M. Sturi*, der geringere Teil hingegen an *M. oxyacantha* erinnert; Formen die an die glatte *Melanopsis decollala* Stol. erinnern, kommen seltener vor. Auch viel *Neritina* sp. konnte ich sammeln, doch lassen auch diese keine nähere Bestimmung zu, da es bloss Steinkerne sind. Ausser zwei Unionenschalen und einem grossen Gehäuse von *Planorbis* sp. fand ich auch einige (5 St.) *Congeria*-Exemplare, welche ihrem Äusseren nach mit der *C. Balatonica* zu vergleichen sind, nachdem ich an der inneren Seite des Wirbels den für die *C. Balatonica* charakteristischen, schlingenartigen Bissusausschnitt wahrgenommen habe. In Bezug auf die an diese Fossilien zu knüpfenden Folgerungen bat ich Herrn Dr. E. Lörenthey, den sachkundigen Forscher der pannonischen Fauna der Balatongegend, diese Exemplare mit den *Congerien*-Arten seiner reichen pannonischen Sammlung zu vergleichen. Darauf war er so gefällig mir folgendes mitzuteilen: „Es ist möglich, dass *Congeria* ind sp. ein junges Exemplar von *Congeria Balalonica* ist, es kann weiterhin seinem Äusseren nach ein kammloses Exemplar meiner *Congeria Smidti* sein. Für *Congeria Neumayri* ist es vorne zu steil, hinten aber allzu breit“.

Wenn man es mit einem jungen Exemplare von *Congeria Balatonica* zu tun hat, so gehört der Einschluss dem *Balatonica*-Horizonte an, wenn es aber eine *Congeria Smidti* ist, wie diese Lörenthey von Kővágóörs in der Sammlung Dr. Szontaghs aus Sandsteinstücken beschreibt, welche er zwischen den *C. ungula caprae*- und *C. Balatonica*-Horizont, jedoch bereits zum *Balatonica*-Horizonte stellt, so zeugt das wieder nur von Schichten des *Balatonica*-Horizontes.

Es ist daher wahrscheinlich, dass wir es mit Einschlüssen zu tun haben, welche dem *Congeria Balatonica*-Horizonte angehören. Da jedoch die Bestimmung der Fossilien unsicher ist, erscheint auch die auf ein genaueres Alter bezügliche Folgerung unsicher; nur soviel ist klar, dass der Basalt hier bereits auch durch Fossilien charakterisierte Bruchstücke von präpontischen Sedimenten enthält.

Die pontischen Sedimente bilden in der Balatongegend Schichtenkomplexe von bedeutender Mächtigkeit. Dass die Hauptmasse dieses mächtigen Schichtenkomplexes nirgends Basaltmaterial führt, hat schon JOHANN V. BÖCKH beobachtet, der, sich hauptsächlich auf diese Beobachtung stützend, behauptete, dass „der Basalt des südlichen Bakony jünger ist, als die Hauptmasse des kongerienführenden Tones und Sandes". Diese Behauptung wurde bis heute von keinem Forscher bezweifelt. J. v. BÖCKH und K. HOFMANN bestrebten sich auch nachzuweisen, dass der Basalttuff und der Basalt in der pontischen Stufe entstanden ist. Neben dieser Behauptung wurden zwei Argumente angeführt. Das erste Argument ist jene Beobachtung ZEPHAROVICHS, dass in der östlichen Uferwand der Halbinsel Tihany der Basalttuff, welcher auf *Cong. triangularis* führendem Sande lagert, unmittelbar von Süsswasserquarz und kieseligem Kalke überlagert wird, „deren tiefste, dünnschieferige Lagen für den Kongerien-Horizont charakterisierende Molluskenüberreste enthalten". Gegen dieses Argument kann jedoch angeführt werden, dass v. ZEPHAROVICH diesen schieferigen, sehr feinkörnigen, beinahe kompakten hellgrauen Kalkstein, in welchem nach M. HOERNES *Melanopsis Bouéi*, *Melanopsis buccinoidea* und ein *Planorbis* sp. in Menge vorkommen, nicht anstehend, sondern nur in Blöcken in der Nähe des Klosters angetroffen hat. Diese fossilführenden Süsswasserbildungen traf ich auf der Halbinsel ebenfalls an drei Orten an und gelangte zu der Überzeugung, dass die Behauptung ZEPHAROVICHS in beiden Richtungen aufrecht erhalten werden kann. Am oberen Rande des vom Windmotor zum Kloster führenden Weges, am Sattelrücken zwischen dem Nyársashegy und dem Akasztódomb, fand ich mit L. v. LÓCZY zusammen solche schieferige, feinkörnige Süsswassersedimente, welche mit *Dreissensien*, stacheligen und glatten *Melanopsis*-Arten, *Neritina* sp. etc. erfüllt waren. Unter diesem stark kalkigen, sandigen Süsswassermergel, welcher in handbreiten Blättern geneigt lagert, sammelten wir solchen basalttuffigen Sand, welcher mit sandigen Kalkblättchen erfüllt war, die durch kalkiges Material zusammenzementiert waren. In diesem Sande mit Kalkblättchen fanden sich überaus viele Fossilien, namentlich

Dreissensia serbica BRUS.
Melanopsis Entzi BRUS.
Melanopsis gradata FUCHS.
Bithynia? margaritula FUCHS.
Neritina (Clithon) Radmanesti FUCHS
Planorbis sp. Schalen.

All diese, mit Ausnahme der *Neritina* sp., sind auch im stark kalkigen Mergelschiefer vorhanden, jedoch grösstenteils nur in Abdrücken. Die von LÖRENTHEY abgebildeten stacheligen und glattschaligen Exemplare von *Melanopsis Entzi* sind ebenfalls vorhanden. Die stacheligen bestimmte M. HÖRNES als *M. Sturi*, die glatten als *M. buccinoidea*, so dass aller Wahrscheinlichkeit nach dies jener fossilführende Kalkschiefer ist, von welchem ZEPHAROVICH spricht, indem er sagt, dass „dieser das tiefste Glied des Tihanyer Süsswasserkalkes und des Quarzites ist und unmittelbar auf dem Basalttuff lagert". Ob aber dieser fossilführende Süsswasserkalk unmittelbar auf dem Basalttuff oder noch unter dem Basalttuff liegt, konnten wir damals mit L. v. LÓCZY nicht übereinstimmend entscheiden.

Einige Schritte weiter oben ist auch das zweite Glied der Süsswasserbildung,

der blätterige kieselige Kalkschiefer zu sehen, auf welchem der kalkige Quellenquarzit lagert. Das Verhältnis dieses blätterigen, kieseligen Kalkschiefers zum Süsswasserkalk und zum Basalttuff konnten wir ebenfalls nicht einhellig bestimmen. L. v. Lóczy meinte, dass der Süsswasserkalk und der Quellenquarzit von einander geschieden werden müssten, weil seiner Ansicht nach der Süsswasserkalk zwischen dem Basalttuff liegt und daher älter ist als die über ihm folgenden Schichten und die Quellen-Formationen, deren kalkige wie auch kieselige Partien jünger sind als der Basalttuff; ich aber hielt mich der Ansicht Zepharovichs anschliessend, den Süsswasserkalk und Quellenquarzit für eine zusammengehörige Formation und brachte diese mit den auf die Basalteruptionen folgenden kohlen- und kieselsauren Quellen in genetischen Zusammenhang, so, wie ich das schon in der am Mai 1907 abgehaltenen Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft dargelegt habe.

L. v. Lóczy besuchte diesen Ort seitdem mehrmals und teilt seine neueren Beobachtungen im folgenden mit: „Über und unter dem Süsswasserkalkmergel lagert Basalttuff, und der Geyserkegel des kieseligen Quellenkalkes folgt erst auf den Basalttuff. Die Schichtenreihe des Sattels zwischen dem Akasztó- und dem Nyársashegy ist folgende: Auf dem unteren (*Congeria Balatonica*) Sand lagert basalttuffführender Ton, darauf folgt fossilführender Süsswasserkalk. Über diesem liegt wieder basalttuffführender Ton. Durch Basalttuff, blätterigen Kalkschiefer und Geyserit wird die Schichtreihe schliesslich abgeschlossen. Der Süsswasserkalk lagerte sich daher — schreibt L. v. Lóczy — in den Basalttuff in geringer Höhe oberhalb des pontisch-pannonischen Tones ein und wird durch den über diesem in grosser Mächtigkeit folgenden gegen Süden auskeilenden Basalttuff von dem auf der Oberfläche befindlichen Eruptionskegel des kieseligen Quellenkalkes geschieden.

Der thermale, kieselige Kalkstein muss, als das Produkt der erlöschenden Basalteruptionen, welche sich in zahllosen eruptiven Kegeln auf der Halbinsel Tihany isoliert verstreut finden, von den unter dem Basalttuff oder in diesem sich zeigenden mergeligen fossilführenden Süsswasserschichten scharf geschieden werden Er dürfte mit dem im Budaer Gebirge, am Svábhegy vorkommenden Süsswasserkalksteine zu identifizieren sein; während ich den Quellenkalkstein mit seinen quarzitischen, kieseligen Partien mit dem Pisolith-Kalksteine des Kisczeller und Budaer Festungsberges identifiziere. Meiner Ansicht nach sind daher — so beschliesst Lóczy seine Mitteilung — die Kalkmergel älter und gleichaltrig mit dem Beginn der Basalteruptionen, die kieseligen Kalksteine dagegen postvulkanisch“.

Demnach ist die oben erörterte Frage gelöst. Der fossilführende Süsswasserkalk des zwischen dem Akasztó- und dem Nyársashegy befindlichen Sattels ist auf Grund der angeführten Schichtenreihe ein mit der Basalteruption gleichaltriges Sediment, wodurch meine Annahme, dass der kalkige Süsswassermergel und Kalkstein aus den mit der Basalteruption im Zusammenhang hervorquellenden kohlensauren Quellen seinen Kalkgehalt gewonnen hat, bekräftigt wird. Meiner Meinung nach waren die sich fortwährend wiederholenden Basalteruptionen mit kohlensauren Quellen im Zusammenhang, welchen kieselsaure Quellen gefolgt sind und die postvulkanische Tätigkeit hat mit diesen ihren Abschluss gefunden.

An dieser Stelle kann man sich jedoch von keiner der Behauptungen Zeparovichs unmittelbar Überzeugung verschaffen.

Dass aber, meiner Ansicht nach, beide Behauptungen Zeparovichs richtig sind, davon habe ich mich an anderen Stellen der Halbinsel überzeugt, so besonders am

Fusse des Akasztódomb, bei den Felsőszarkáder abstürzenden Wänden und am Echohügel. Der Akasztódomb besteht aus Süsswasserquarzit, d. h. im Sinne ZEPHAROVICHS aus dem obersten Gliede der Süsswasser-(kalkigen) Formationen. Wenn wir nun vom Akasztódomb vorsichtig neben den Südabhang des steilen Fehérpart absteigen, können wir wahrnehmen, dass der Süsswasserquarzit gegen sein Liegendes zu kalkiger und schieferiger ist, dass unter demselben fossilführender sandiger Mergel folgt, welcher unmittelbar auf dem Sande des Fehérpart lagert. Im sandigen Mergel kommen auch hier glatte und stachelige *Melanopsis Entzi*, *Neritina*, *Limnocardien*, *Micromelania laevis* und *M. Schwabenaui* vor.

An dieser Stelle, wie auch am Ufer von Felsőszarkád, von welchem weiter unten ausführlicher zu berichten sein wird, ist es daher ersichtlich, dass die kalkigen Süsswasserformationen und der Quarzit nach der Ansicht ZEPHAROVICHS, welche auch ich akzeptiere, zusammengehörige Formationen sind. Während jedoch in den unteren, kalkigen Gliedern an den beiden erwähnten Orten ziemlich viel Fossilien zu finden sind, waren aus den oberen, kieseligen Abarten, deren Lagerung auf den Basalttuff seit BEUDANT von allen Forschern anerkannt wurde, worüber man sich übrigens im nördlichen Teile der Halbinsel an mehreren Orten Überzeugung verschaffen kann, bisher gar keine Fossilien bekannt. Am Echohügel aber fand ich in dem am Basalttuff lagernden, etwas kalkigen Quarzitschiefer *Bithynia Brusinai* HALAVÁTS, so dass auch die quarzitischen Abarten nicht mehr als ganz fossilleer angesprochen werden können.

Die in die kalkigen Süsswasserformationen eingeschlossenen und oben aufgezählten Fossilien bestimmen aber das Alter nicht ganz genau, weil diese auch in den oberen pontischen, ja sogar auch in den levantinischen Schichten vorkommen, so dass auch auf dieser Grundlage die obere Grenze des Basalttuffs nicht genügend genau präzisiert werden kann.

Jenes Argument K. HOFMANNS,[1] dass auf der Halbinsel Tihany „bei der Kirche zwischen den schön geschichteten Lapilli- und Aschenschichten des Tuffkomplexes einige Lagen, die so reich an Sandkörnchen und weissen Glimmerblättchen sind, dass sie in den Congeriensanden an der Basis äusserlich sehr ähnlich erscheinen" und dass „am Sägher Berge . . . in der Tuffpartie an der nördlichen Abdachung des Berges, zwischen den sehr schön geschichteten Lapilli- und Aschenlagen hin und wieder papierdünne, grünliche thonige Zwischenlagen eingeschaltet, voll weisser, flach liegender Glimmerschüppchen, völlig von der Art, wie sie in dem Congeriensande reichlich auftreten", hat die schwache Seite, dass aus diesen sandigen und tonigen, zwischengelagerten Schichten keine Fossilien bekannt sind. Dasselbe kann auch gegen jene Beobachtung J. v. BÖCKHS angeführt werden, wonach der aus dem pontischen Sande ganz isoliert emporragende Basalttuff am Boglárhegy von Sand bedeckt wird,[2] da sich J. v. BÖCKH selbst infolge des Mangels an Fossilien nicht ganz sicher überzeugen konnte, ob diese dünne Sanddecke noch Kongeriensand ist?[3]

Dass auf der östlichen Uferseite der Halbinsel Tihany mit dem Basalttuff einige dünnere sandige Schichten abwechseln, bekräftigt auch L. v. LÓCZY; J. v. HALAVÁTS

[1] Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. S. 124.

[2] Diese Beobachtung wurde übrigens, durch in neueren Aufschlüsse gewonnenen Erfahrungen, laut den auf der Seite 145 mitgeteilten wesentlich modifiziert. — LÓCZY.

[3] L. c. II. T. S. 123.

schreibt nämlich in seinem Werke, auf Seite 9—10, dass von dem vom Sattel zwischen dem Akasztódomb und dem Nyársashegy zum Windmotor hinabführenden Wege einige dünne Tonschichten mit jenem Basalttuff wechsellagern, welcher bereits von K. HOFMANN erwähnt wird. An dieser Stelle habe auch ich selbst nördlich vom Kloster einige dünne sandige Schichten in der obersten Partie des Basalttuffs am Rande des Uferabhanges, unterhalb des Echohügels gefunden. Ebenso fand ich die mit dem Basalttuff abwechselnde sedimentäre Schicht am Sághegy und in der neben dem Eisenbahndamm befindlichen Sandgrube des Festungsberges bei Boglár, wo sie eine 2 cm mächtige, mergelige Lage bildet. Fossilien fanden sich auch an den erwähnten Stellen nicht. „Am Festungsberge bei Boglár und am Friedhofhügel wurden, wie mir L. v. LÓCZY mitteilt, neuerdings grosse Lehm- und Sandgruben geöffnet, deren Aufschlüsse es deutlich zeigen, dass sich der Basalttuff in besonderen Kratern, bezw. Eruptionskanälen aus dem pontisch-pannonischen Ton und Sand in steiler Berührung emporgehoben hat. Der Sand von Boglár liegt unter dem Basalttuff".

Die oben erwähnten Argumente ZEPHAROVICHS, J. v. BÖCKHS und K. HOFMANNS lassen — nach dem Gesagten — noch immer einen Zweifel übrig: ob der Basalttuff und der Basalt wirklich noch eine Formation der pontischen Stufe ist

JUDD erwähnt noch im Jahre 1876, in seiner kleinen Mitteilung: „On the origin of Lake Balaton", dass der Basalttuff und der Basalt des Bakony nach dem Zeugnis der in Tuffen der Halbinsel Tihany gefundenen Fossilien während der Ablagerung der Kongerienschichten entstanden ist, führt aber weder Fossilien an, noch bezeichnet er näher den Ort, ja nicht einmal das ist klar, ob er diese Fossilien selbst gefunden hat!

Die späteren Autoren erwähnen diese Behauptung JUDDS überhaupt nicht, schreiben auch davon nicht, dass sie in Tihany, oder auch an anderen Orten im Basalttuffe der Balatongegend Fossilien gefunden hätten, ja A. SIGMUND hebt sogar hervor und führt es als Argument neben der subärilen Ablagerung an, dass in den Basalttuffen des steirisch-ungarischen neovulkanischen Terrains die Fossilien ganz und gar fehlen [1] (TSCHERMAKS Min. u. Petr. Mitteil. Bd. XVIII. S. 403)

Bei meinem ersten Besuche in Tihany, als ich im Sommer des Jahres 1903 mit LUDWIG v. LÓCZY von Balatonfüred aus im Kahne fahrend zum Zwecke des Studiums der basaltischen Gesteine der Balatongegend, das Ufer der Halbinsel Tihany zum ersten Male betrat und auf dem von Sajkaállás-vonyó her hinaufführenden Wege zu den mächtigen Basalttuffschichten aufbrach, in welche sich auch die „Barátlakás" (Einsiedlerhöhle) vertieft, war ich so glücklich alsogleich drei solche Basaltkonglomeratstücke zu finden, in welchen ein ziemlich erhaltenes Exemplar von

Melanopsis (*Lyrcaea*) cfr. *Petroviči* BRUS. und zwei an
Vivipara Sadleri erinnernde Fragmente zu beobachten waren. [2]

Diese Fossilien dürften aus den das Liegende des Basalttuffs bildenden pannonischen Ton- und Sandschichten herstammen und bilden wahrscheinlich gelegentlich der Eruption mitgerissene Einschlüsse im Basalttuff.

---

[1] Jene Fossilien, welche J. v. BÖCKH und K. HOFMANN in den Basalttuffen der Hügel von Szigliget fanden, stammen — wie sie auch selbst bemerken — aus den sarmatischen Kalkstein-einschlüssen her.

[2] Neuerdings hat auch J. KALMÁR, ein junger Maler, am Wasserrande unter den Einsiedlerhöhlen ein Basalttuffstück gefunden, welches ein *Vivipara*-Fragment enthält. — LÓCZY.

Da diese Fossilien selbst keine sichere Artbestimmung zulassen, so kann ich ihnen für die Altersbestimmung der Basalteruption keine besondere Wichtigkeit zuschreiben. Sie haben aber jene Hoffnung in mir wachgerufen, dass eine fleissige Durchforschung des Basalttuffs zu schöneren Resultaten führen dürfte.

Da im Jahre 1903 das petrographische Studium der Basaltgesteine meine Hauptaufgabe war, konnte ich in Tihany nur einige Stunden verweilen, weil damals von dort nur der Basalttuff bekannt war, während ich den Basalt selbst erst 1904 am Dióshegy entdeckte. Im Jahre 1904 nämlich machte ich — nachdem ich mit dem



Fig. 60. Die Stürze der Szarkádoldal bei Tihany von Süden aus.
Oben fossile Blätter führender Süsswasserkalkstein mit schlammigen Sandsteintafeln.
Unten chaotischer Basalttuff mit pontischen Fossilien.

petrographisch-mikroskopischen Studium der Basalte im Winter der Jahre 1903/4 fertig geworden war — einen neueren Ausflug in die Balatongegend, hauptsächlich um die Basalttuffe und die Basalteruption zu studieren und durchstreifte diesmal in erster Reihe die Halbinsel Tihany. Gelegentlich dieser Wanderung entdeckte ich, beiläufig in der Mitte der Halbinsel — zwischen dem Kis-Balaton und dem Hosszúhát — besonders aber im südwestlichen Teile der Halbinsel, in den abstürzenden Uferwänden des S z a r k á d e r Waldes, in dem anstehenden Basalttuffe eine grosse Menge von Fossilien.



Fig. 61. Eine Partie des Absturzes der Szarkádoldal mit fossilführendem Basalttuff.

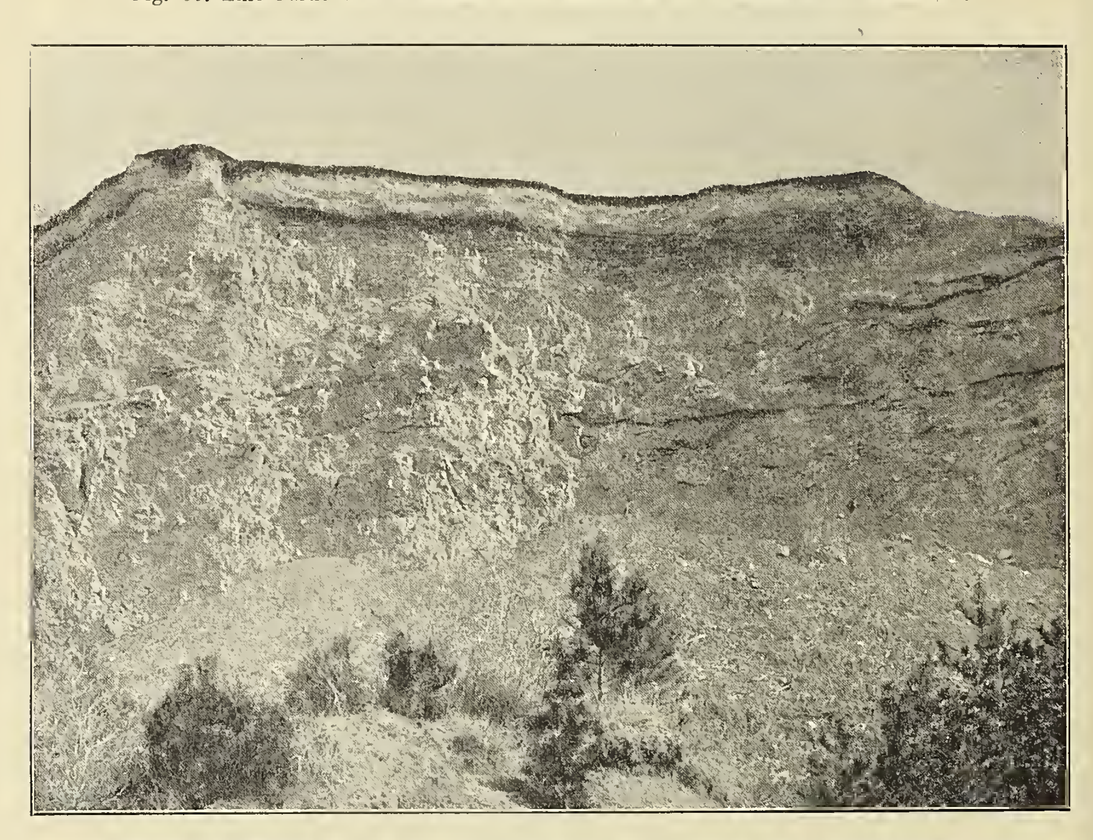


Fig. 62. Die abgestürzte Wand der Szarkádoldal bei Tihany. Oben heller Süsswasserkalkstein, unten chaotischer, von Süsswasserkalk inkrustierter Basalttuff.

Jene Partie der abstürzenden Uferwand des Waldes von Szarkád, in dessen Basalttuff die Fossilien massenhaft vorkommen und welche in Fig. 60 von oben, in Fig. 61 seitlich, in Fig. 62 aber von vorne dargestellt erscheinen, sollen im folgenden besprochen werden. Den unteren Teil der Uferpartie, vom Wasserspiegel bis zu einer Höhe von beiläufig 140 m bilden jene abgestürzten und auch jetzt noch immer abstürzenden Massen, mit Bäumen und Sträuchern dicht besetzte Ton- und sandige Tonschichten, welche bei Gelegenheit des im Jahre 1885 am Dienstag nach Ostern vor sich gegangenen grossen Bergsturzes von der Szarkádoldal niedergefallen

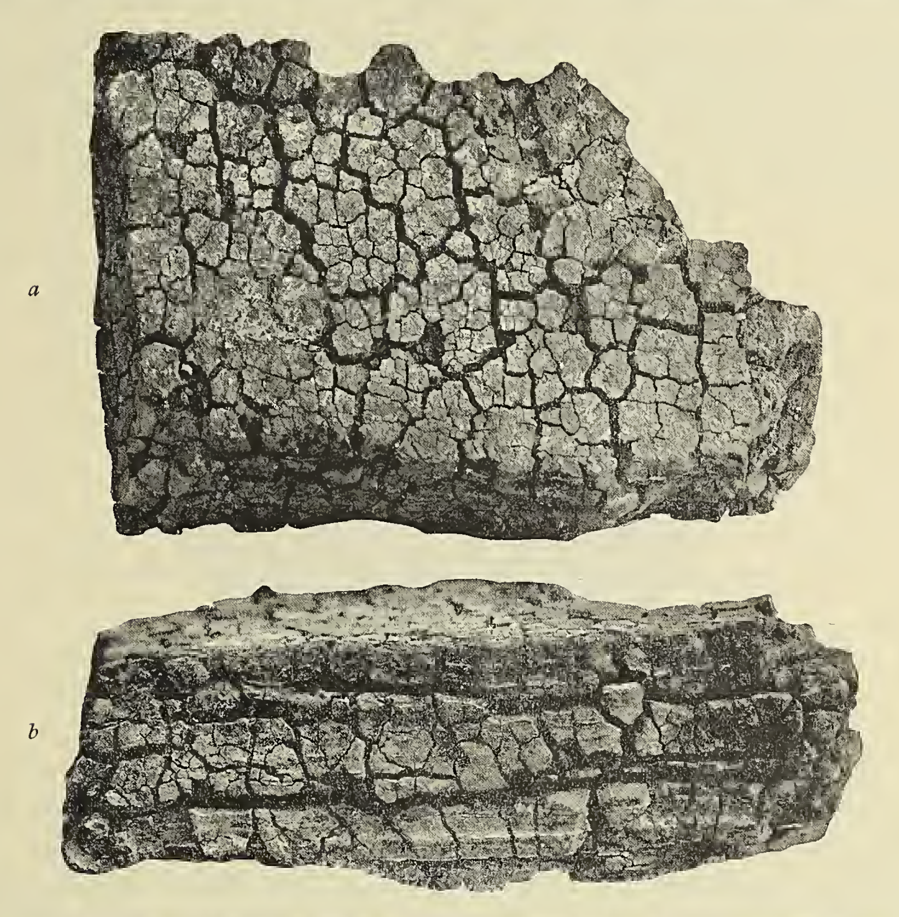


Fig. 63. Fossile Austrocknungsspalten, im Süsswasserkalksteine des Absturzes an der Tihanyer Szarkádoldal. *a*) Eine Schichtenfläche von oben. *b*) Dieselbe von der Seite.

sind. In diesen abgestürzten Massen waren an einer Stelle, in beiläufig 30 m Höhe und der Seefläche sehr viele, jedoch schlecht erhaltene Fossilien zu sammeln. Unter diesen sind folgende bestimmbar:

Congeria Balatonica Partsch.
Dreissensia auricularis Fuchs var. *simplex* Fuchs sp.
Limnocardium cfr. *apertum* Münster sp., Fragmente.
Micromelania Radmanesti Fuchs sp.
Bithynia? *margaritula* Fuchs sp.
Valvata sp.

Die mittlere Partie der Uferwand, zwischen 140—160 m, erscheint von dem abgestürzten Material der obersten Uferpartie, hauptsächlich Basalttuff und kieseligen Kalkschiefer bedeckt. Die oberste Partie der Uferwand, in 160—170 m Höhe, zeigt folgenden Aufbau. Aus dem Trümmerwerk hebt sich eine beiläufig 2 m mächtige aus fossilführenden Basalttuffblöcken bestehende Wand steil empor. Darin befinden sich viele und sehr grosse rötliche, glimmerige Sandsteinstücke, als mitgerissene Einschlüsse, in konglomeratartiger Anordnung.

Die ganze Wand wird durch netzartig von unten nach oben zu laufende, jedoch sich fächerartig verzweigende kohlensaure Kalkadern bedeckt, welche darin grössere und kleinere Kalkkonkretionen bilden. Auf diesen ungeschichteten, aus Schollen bestehenden Aschentuff lagert ein beiläufig 4 m mächtiger Sandschichtenkomplex, in welchen sich eine unten dünnere, oben mächtigere Basalttuffschichte einfügt, wodurch dieser überwiegend sandige Schichtenkomplex in folgende Schichten abgesondert



Fig. 64. Während des Herabfliessens in Falten geworfener kalkiger Schlamm in fossilem Zustande; aus dem Liegenden des Kalktuffs der Szarkádoldal auf Tihany.

wird: Auf die fossilführenden Basalttuffblöcke folgt beiläufig 90 cm mächtiger, hellgrauer Sand, dann kaum 3—4 cm mächtiger, stellenweise linsenartig auskeilender Basalttuff, darauf ein 20 cm mächtiger rötlicher Sand, auf welche sich die dritte, etwa 30 cm mächtige kalkige und schön geschichtete Basalttuffbank lagert; dann folgt beiläufig 35 cm mächtiger, kalkiger, Konkretionen führender Sand, darauf etwa 2 m mächtige sandsteinartige Bänke, welche nach oben zu mergelig werden. „In den dünnen Sandsteinblättern zwischen den unteren Schichten des Basalttuffs kommen, so schreibt mir L. v. Lóczy, schlecht erhaltene fossile Baumblätter vor. Auf den eingekeilten Kalkblättern sind Austrocknungsspalten (Fig. 63) und herabgeflossener kalkiger Schlamm in erhärtetem (Fig. 64), gleichsam in fossilem Zustande sichtbar. Diese Kennzeichen beweisen, dass der obere geschichtete Basalttuff und der Süsswasserkalk sich am Festlande ausbreiteten."

Ich meinerseits halte es für wahrscheinlicher, dass auch noch der obere, schön geschichtete Basalttuff in das seicht gewordene Wasser des stark ausgesüssten pon-

tischen Sees niederfiel. Dass jedoch bei Beginn der Bildung des obersten kieseligen Kalkschiefers der grösste Teil der Halbinsel Tihany bereits trocken lag, nehme ich selbst mit Bestimmtheit an.

Der obere Rand des Absturzes wird von (weisslichem) kieseligem Kalkschiefer (Fig. 60) bedeckt, der sich in dünne Blätter absondert und in welchem Überreste von Gräsern und Blattabdrücke von Laubbäumen vorhanden sind.

Aus den Blöcken des unteren Basalttuffs (an der in Fig. 61 mit einem Regenschirm bezeichneten Stelle) bestimmte ich folgende Fossilien:

Congeria Balatonica PARTSCH, ein junges Exemplar.
„ *dactylus* BRUS. 5 Exemplare.
Dreissensia cfr. *Dobrei* BRUS.
„ *serbica* BRUS. 1 Exemplar.
„ *auricularis* FUCHS var. *simplex* FUCHS ein embryonales Exemplar mit einem Schalenpaar.
Unio Halavátsi BRUS. 3 Exemplare.
Limnocardium decorum FUCHS sp. 5 Exemplare.
Helix (*Tacheocampylaea*) *Doderleini* BRUS.? 1 Exemplar.
Limnaea minima HALAVÁTS 1 Exemplar.
Planorbis sp. Fragment.
Melanopsis decollata STOL. 90 Exemplare.
,, *oxyacantha* BRUS. 2 Exemplare und viele Fragmente.
,, *gradata* FUCHS 16 Exemplare.
Pyrgula incisa FUCHS var. *Pannonica* LÖRENT. 86 Exemplare.
Micromelania laevis FUCHS sp. 80 Exemplare.
„ *Schwabenaui* FUCHS 7 Exemplare.
„ *Radmanesti* FUCHS sp. 7 Exemplare.
Bithynia? margaritula FUCHS 160 Exemplare.
Neritina (Clithon) Radmanesti FUCHS 2 Exemplare.

Congeria Balatonica wird durch die wohlerhaltene linkseitige Schale eines jungen Exemplares vertreten, die Schale entspricht ganz der Fig. 2 auf Taf. I in LÖRENTHEYS: „Beiträge zur Fauna der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees", ist jedoch beinahe doppelt so gross. Das Exemplar habe ich übrigens auch Herrn LÖRENTHEY, dem hervorragenden Kenner der pannonischen Fauna der Balatongegend gezeigt und er hat in diesem sogleich ein typisches Exemplar von *Congeria Balatonica* erkannt. Die Exemplare von *Congeria dactylus* sind solche Fragmente, wie sie die Fig. 9—11 auf Taf. XX in BRUSINAS Iconographia zeigt. Zwei Exemplare von *Unio Halavátsi* sind Fragmente, am dritten aber ist nur ein Teil des unteren, hinteren Randes abgebrochen. Von dem aus Basaltasche bestehenden Steinkern von *Helix Doderleini* ist der grösste Teil der Schale abgesprungen, weshalb ich diese mit einem Fragezeichen aufzähle. Das *Planorbis* (wie auch ein *Lyrcaea* sp. und an *Valvata* sp. erinnerndes) Fragment lässt keine nähere Bestimmung zu.

Von den anderen Arten besitze ich vollkommen erhaltene und ausgebildete Exemplare. Besonders schön sind die Exemplare von *Melanopsis decollata* und die Schalen der Mikrofauna-Arten, welche gar nicht abgerieben sind; an zahlreichen Exemplaren der *Melanopsis decollata* ist auch jene wellige Verzierung sehr gut zu

sehen, welche Brusina auf Fig. 25—26 der Taf. VI seines: „Gragja za neogensku malak. faunu etc." betitelten Werkes andeutet. Dieser günstige Erhaltungszustand der Fossilien schliesst jene Annahme ganz aus, dass dies sekundär eingewaschene Exemplare sind. Der Umstand aber, dass die Fossilien in bläulichgraue Asche begraben sind und auch das Innere der Schalen von feiner, vulkanischer Asche erfüllt erscheint, schliesst wiederum aus, dass diese Fossilien lediglich mitgerissene Einschlüsse sind, die aus den tieferen, das Liegende des Basalttuffs bildenden Sandschichten mitgerissen wurden, weil dann wenigstens in den geschützten inneren Teilen der Schalen ein sandiges oder toniges Ausfüllungsmaterial vorhanden sein müsste. Im Aschentuff sind auch schon mit der Lupe Muskovitschuppen und Quarzsandkörner zu erkennen und unter dem Mikroskop hat sich das Gestein als ein Gemengsel von Asche und Wassersediment: Sand und Schlamm erwiesen, in welchem kleine Lapilli und sandige Kalkkonkretionen beobachtet werden können. „Bei dem Abstiege zwischen dem Nyársashegy bei Tihany und dem Akasztódomb, schreibt mir L. v. Lóczy, sind auch im Basalttuff Fossilien vorhanden. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die von der an der Szarkáder abstürzenden Wand entdeckte aschentuffige fossilführende Schicht mit der vorigen ident".

Lóczy drückte mündlich auch jene Meinung aus, es sei hier nicht unmöglich, dass die Szarkáder Basalttufferuption aus der tuffigen Schichte grosse Blöcke und aus dem breiartig zerweichten Untergrunde Fossilien mitgerissen hat.

Diese Annahme ändert aber gar nichts an dem Alter des fossilführenden Basalttuffs. Meiner Meinung nach wurde übrigens die Fauna durch die bei Gelegenheit der Eruption ausgeschleuderte und in das Wasser des pontischen Sees zurückgefallene Asche und Lapilli verschüttet.

Aus dem Gesagten ist unzweifelhaft klar: 1. dass sich dieser fossilführende Tuff noch während der Zeitdauer der pontischen Stufe gebildet hat, 2. dass sich dieser noch im Wasser des Sees „subaquos" abgelagert und 3. die aufgezählte Fauna darin ihr Grab gefunden hat.

Die aufgezählte Fauna bietet auch ein Mittel zur näheren Bestimmung des Alters des Basalttuffs innerhalb der pontischen Stufe — wenigstens an dieser Lokalität.

Jene Fauna, welche aus dem unteren Basalttuff der Szarkáder abgestürzten Uferwand soeben aufgezählt wurde, stimmt mit der aus dem *Congeria Balatonica*-Horizonte aufgezählten Fauna fast ganz überein (Vergl. Halaváts' angeführtes Werk Seite 68—70 und Lőrentheys angeführtes Werk Seite 8—16), nur *Limnaea minima* und *Helix* cfr. (*Tacheocampylaea*) *Doderleini* weist der Horizontgliederung Halaváts' und Lőrentheys nach auf jüngere Schichten, insofern diese von beiden aus den mit dem *Congeria rhomboidea*-Horizonte gleichaltrig betrachteten Schichten am häufigsten erwähnt werden. *Congeria dactylus*, welche für Tihany neu ist, erwähnt Halaváts aus der obersten Schicht (nach seiner Einteilung aus dem 4. Unterhorizont) des *Congeria Balatonica*-Horizontes aus Kenese, aus der Hangendschicht des Itatóárok, Lőrenthey aber zählt sie aus Fonyód aus der (4.) dunkelfarbigen harten tonigen Schicht auf, welche im Sinne der Horizontgliederung Halaváts' ebenfalls in den obersten, 4. Unterhorizont des *Congeria Balatonica*-Horizontes gehört, nachdem Halaváts am Fusse des Fonyóder Berges diese im Liegenden der *Congeria dactylus* führenden Tonschicht erscheinenden fossilführenden Schichten, für welche das massenhafte Auftreten von *Vivipara cyrtomaphora* charakteristisch ist, in den 3. Unterhorizont des *Congeria Balatonica*-Horizontes eingereiht hat, Lőrenthey dagegen diese Schicht (II. Horizont Nr. 4) schon dem *Congeria rhomboidea*-Horizonte zuzählt.

Die gemeinsamen Formen der Fauna des obersten, 4. Unterhorizontes des *Congeria Balatonica*-Horizontes von Kenese und der Fauna des Szarkáder Basalttuffs sind: *Congeria Balatonica, Congeria dactylus, Dreissensia Dobrei, Unio Halavátsi, Limnocardium decorum, Neritina (Clithon) Radmanesti, Bithynia margaritula, Pyrgula bicarinata* = *Pyrgula incisa* Fuchs var., *Pannonica* Lörenthey, *Pyrgula (Micromelania) Schwabenaui, Pyrgula (Micromelania) laevis, Pyrgula (Micromelania) Radmanesti, Melanopsis gradata, M. oxyacantha* (Vergl. Halaváts angeführtes Werk, Seite 69—70).

Die gemeinsamen Arten der 4. Schicht des II. Horizontes des Fonyóder Berges und der Fauna des Szarkáder Basalttuffs sind: *Congeria dactylus, Dreissensia Dobrei, serbica* und *auricularis* var. *simplex, Limnocardium decorum, Melanopsis oxyacantha, Micromelania laevis, Pyrgula incisa* var. *Pannonica, Neritina (Clithon) Radmanesti.*

Auf dieser Grundlage hat die Basalteruption, wenigstens an dieser Stelle der Halbinsel Tihany, gegen das Ende der pontischen Stufe, während der Ablagerung einesteils des durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten mächtigen Schichtenkomplexes und andernteils bei jener Schicht begonnen, welche Lörenthey mit Nummer 4 des II. Horizontes des Fonyódhegy bezeichnet. Sie steht betreffs des Alters jener Schicht am nächsten, welche Halaváts aus dem Hangenden des Schichtenkomplexes des Itatóárok bei Kenese als die oberste Schicht des durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Horizontes beschrieb; mit einem Worte die fossilführende Basalttuffschicht von Szarkád ist auf Grund der Fossilien die obere Grenzschicht des *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* führenden Horizontes.

Dass der Basalttuff auch an anderen Orten der Halbinsel Tihany unmittelbar auf das durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierte Sediment folgt, ist auch aus jenen Aufschlüssen ersichtlich, welche sich in der Gödrösoldal der östlichen Uferseite der Halbinsel unter dem Akasztó und dem Nyársashegy befinden, wo nach den Mitteilungen Halaváts' und Lóczys unter dem Basalttuff unmittelbar die *Congeria Balatonica* führenden Schichten lagern. In der Schlucht unter dem Nyársashegy z. B. deuten die von Lóczy „aus dem unmittelbar unter dem Basalttuff liegenden steintrümmerigen, sandigen Ton"[1] gesammelten Fossilien auf die obersten Schichten des *Congeria Balatonica*-Horizontes.

Meiner eigenen Beobachtung nach ist die unmittelbare Auflagerung des Basalttuffs auf durch massenhaftes Auftreten von *Congeria triangularis* charakterisierten Schichten am schönsten an der Lehne Gödrösoldal (siehe Fig. 65) zu sehen, wo ich oberhalb der *Congeria ungula caprae* führenden Schicht viele neue fossilführende Schichten des *Balatonica*- und *triangularis*-Horizontes entdeckte, unter welchen die oberste unmittelbar das Liegende des Basalttuffs bildet. Die Schichtenreihe und Fauna der Gödrösoldal werde ich an anderer Stelle besprechen.

Auf Grund der erwähnten Aufschlüsse der Halbinsel Tihany bildet der *Congeria Balatonica*-Horizont einen beiläufig 55—60 m mächtigen Schichtenkomplex, aus welchem jene Schicht, die von *Congeria ungula caprae* nahezu gänzlich erfüllt ist, vom Liegenden aus am Fusse des Aufschlusses der Gödrösoldal in einer Höhe von 12 m über dem Seespiegel erscheint. Es kommen jedoch auch in dieser

[1] Halaváts, Balaton-Arbeit S. 10.

Schicht zahlreiche Exemplare der *Congeria Balatonica* vor (Fig. 65). In einem unter dem Echo, vom Nyársashegy abwärts liegenden Aufschlusse ist unter dem Basalttuff nur *Congeria Balatonica* und *triangularis* bekannt, so dass auf der Halbinsel Tihany die Hauptmasse der pontischen Schichten zweifellos aus Schichten des durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *triangularis* charakterisierten Horizontes besteht.[1] Damit erscheint jene Ansicht J. v. Böckhs bewiesen, nach der die Basalteruption nach der Ablagerung der Hauptmasse der pontischen Sedimente begonnen hat, oder mit anderen Worten: die Basalteruption — wenigstens auf der Halbinsel Tihany und wahrscheinlich auch an anderen Orten

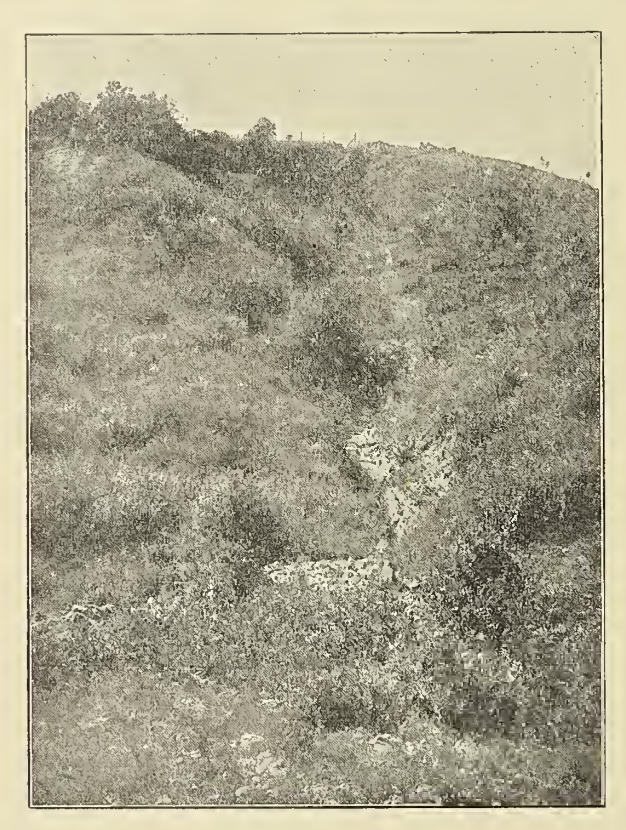


Fig. 65. Die Gödrösoldal auf Tihany unter den Weingärten von Óvár.

des Eruptionsgebietes — hat unmittelbar nach der Ablagerung der Hauptmasse des durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *triangularis* charakterisierten Sedimentes begonnen.

3. Die Zeitdauer der Eruption.

Am abstürzenden Ufer von Szarkád lagert unmittelbar auf dem fossilführenden Basalttuff ein etwa 90 cm mächtiger grauer Sand, welcher wieder von einer 3—4 cm mächtigen und sich stellenweise linsenartig auskeilenden Basalttuffschicht

[1] In einer anderen Arbeit (Die pliozäne Schichtenreihe des Fehérpart bei Tihany und deren Fauna. Földt. Közl. Bd. XXXVIII.) habe ich nachgewiesen, dass auch die Hauptmasse der Schichten des Fehérpart hierher gehört und dass der s. g. „*C. rhomboidea*-Horizont" dort nicht vorhanden ist, wie das J. Lőrenthey annahm.

bedeckt wird. Auf diese dünne Basalttuffschicht folgt dann eine 35 cm mächtige Sandschicht und diese wird neuerdings von einem etwa 35 cm mächtigen und schön geschichteten Basalttuff bedeckt. Dann folgen Kalkkonkretionen führende Sande und kalkige sandsteinartige Bänke in einer Mächtigkeit von ungefähr 2 m, auf welche wieder unmittelbar dünnblätteriger, kieseliger Kalkschiefer lagert, mit linsenartig auskeilenden Schichten, beziehungsweise eine Decke bildend.

Diese Lagerung beweist zweifelsohne, dass sich die Eruption nach der Ablagerung des fossilführenden Basalttuffs mindestens zweimal wiederholt hat, dass in den Ruheperioden ein etwa 1 m mächtiges Sandsediment entstanden ist und dass der Eruptionszyklus auf Tihany, welcher mit einer kohlensauren Quellentätigkeit verbunden war, in Form von postvulkanischen kohlen- und kieselsauren Quellen ein Ende nahm, u. zw. haben sich — wie bereits erwähnt wurde — die oberen Sedimente subäril abgelagert.

Dass der Basalttuff auch in den Aufschlüssen der östlichen Uferpartien der Halbinsel Tihany mit einigen dünneren sandigen Schichten abwechselt, hat schon K. Hofmann beobachtet und auch Lóczy bekräftigt dies, wie oben gezeigt wurde. Auch ich selbst fand diese dünnen sandigen Schichten nördlich vom Kloster, in der Partie unter dem Echohügel, im Basalttuff des Uferabhanges und südlich vom Kloster unter dem Nyársashegy, von wo sie auch Lóczy erwähnt. An beiden Orten ist deutlich zu sehen, dass auf diesen mit dünnen Sandschichten abwechselnden Basalttuff aus postvulkanischen Quellen abgelagerte kalkige, kieselig-kalkige und kieselige Formationen lagern. Am Sághegy fügen sich — wie dies auch schon K. Hofmann erwähnt — tonige Schichten zwischen den Basalttuff ein, am Boglárhegy hinwieder fand ich Sand- und Mergelschichten im Basalttuff.

Aus all diesem folgt offenbar, dass die Basalteruption längere Zeit angedauert hat und sich periodenweise auch an anderen Orten des vulkanischen Gebietes wiederholte.

Von einer Wiederholung der vulkanischen Eruption zeugt auch jener Umstand, dass in der mittleren Partie der Halbinsel Tihany, in der nächst dem Friedhofe befindlichen Schottergrube, ferner im Aufschlusse von Sitke, feinkörniger Aschentuff und grobkörniger Basalttuff, Konglomerat und Breccie, dann auf Wassersedimente hindeutende Schichten miteinander abwechseln.

Auf eine Wiederholung der vulkanischen Eruptionen deutet ebenso der obige, zwischen den Basalttypen nachgewiesene relative Altersunterschied, welcher am Tátika am prägnantesten vor Augen tritt.

Die Erfahrung, dass bei Zsid in der *Unio Wetzleri* führenden fluviatilen Linse der Basalt in der Form von Schotter vorkommt, erlaubt im Zusammenhange mit der Beobachtung, dass aus den *Unio Wetzleri* führenden oder noch jüngeren Schichten der Basalt anstehend nirgends bekannt ist, jene Folgerung, dass die Periode der Basalteruption zwischen die Zeitdauer der Ablagerung der Hauptmasse des durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *triangularis* charakterisierten Horizontes und der *Unio Wetzleri* führenden Schicht fällt.

Nach Halaváts und Lörenthey fällt die Ablagerung des s. g. *Congeria rhomboidea*-Horizontes in diesen Zeitraum, d. h. die Wiederholung, bezw. die Zeitdauer der basaltischen Eruption der Balatongegend fällt mit dem Zeitraum der Ablagerung des *Congeria rhomboidea*-Horizontes zusammen.

Weder die Lage, noch die Fauna des *Cong. rhomboidea*-Horizontes ist jedoch in genügender Weise klar gestellt, wie ich schon in der am 1. Mai 1907 abgehaltenen Fachsitzung der Geologischen Gesellschaft erörterte und worüber wir uns auch aus dem folgenden überzeugen können.

Der *Cong. rhomboidea*-Horizont wurde von JULIUS V. HALAVÁTS[1] in seiner Studie über die neogenen Schichten Südungarns auf Grund von *Cong. rhomboidea* und *Adacna Schmidti*, dann der Formengesellschaft der in den Formenkreis der *Adacna Hungarica* gehörenden mit kammartig gerippten Adacnen aufgestellt. In Südungarn wird der untere Teil der pontischen Schichten — nach der Beobachtung HALAVÁTS' — durch Ton, der obere aber zum grössten Teil durch Sand vertreten. Nachdem aber HALAVÁTS in Jabuka auch in dem Tone der Hangendpartien des oberen (Sand) Horizontes vorkommende Gesellschaft der *Congeria rhomboidea* antraf, folgerte er daraus, dass der *Cong. rhomboidea* Horizont „in die obersten Partien der oberen pannonischen Stufe gehört".

In demselben Bande (X.) der Mitteil. a. d. Jahrbuche der geologischen Reichsanstalt berichtet zwar schon LÖRENTHEY,[2] dass man in der Umgebung von Nagymányok und Szegzárd ganz sicher behaupten kann, dass die an *Cong. triangularis* reiche[3] Schicht älter ist als die durch *Cong. rhomboidea* charakterisierte. Dass jedoch die *rhomboidea*-Schicht tatsächlich und unmittelbar die *triangularis*-Schicht bedecken würde, ist dieser Arbeit nicht zu entnehmen. Jene Fauna, welche J. LÖRENTHEY aus Nagymányok und Szegzárd dem tieferen, *triangularis*-Horizonte anreiht, vermindert die Formengesellschaft des HALAVÁTSschen *rhomboidea*-Horizontes derart, dass schliesslich nur das häufige Auftreten von *Cong. rhomboidea* für die *rhomboidea*-führende Schicht charakteristisch bleibt. Die *rhomboidea*-führenden Schichten stehen aber in dieser Gegend in einer solch engen Verbindung, dass es, wie JOHANN V. BÖCKH[4] bereits im Jahre 1876 schreibt, nicht begründet ist die *rhomboidea*-führende Schicht einem anderen Horizonte zuzuteilen, als die *triangularis*- und *Balatonica* führende. Dies hat auch J. LÖRENTHEY gefühlt, weil er seine erwähnte Arbeit mit den Worten schliesst: „Wenn wir auch die an *Congeria rhomboidea* HÖRN. und *Cong. triangularis* PARTSCH reichen Schichten nicht als einen besonderen Horizont betrachten, weil darin viele Arten vermischt vorkommen, so ist doch heute schon soviel gewiss, dass dieselben jedenfalls als eine besondere Fazies betrachtet werden müssen". LÖRENTHEY wendet jedoch, von der in der Fachliteratur herrschenden Gewohnheit ganz und gar abweichend, den Begriff Fazies nicht nur zur Bezeichnung von Schichten an, welche eine abweichende Entwicklung haben, sondern zugleich ein verschiedenes Alter besitzen, auch nicht in der Bedeutung von Horizont, insofern er an dieser Stelle als untere Fazies (d. h. unteren Horizont) die nach ihm tieferen *triangularis*-führenden und als obere Fazies (d. h. oberen Horizont) die *rhomboidea*-führenden Schichten betrachtet. Infolge der Begriffsverwechselung Fazies

[1] HALAVÁTS J.: Paläontologische Daten z. Kenntnis d. Fauna d. südung. Neogenablagerungen. III. Mitt. a. d. Jahrb. der kgl. ung. geol. Reichsanst. Bd. X. Budapest, 1892—94. S. 36.

[2] LÖRENTHEY I.: Die oberen pont. Sedimente u. deren Fauna bei Szegzárd, Nagymányok und Árpád. S. 81.

[3] Ein Teil der Szegzárder *Cong. triangularis* ist nach der Balatonarbeit Dr. LÖRENTHEYS (S. 60) mit *Cong. spinicrista* ident.

[4] BÖCKH J.: Geologische und Wasserverhältnisse der Stadt Fünfkirchen. Mitt. a. d. Jahrb. d. köngl. ung. geol. Reichsanstalt. Bd. IV.

und Horizont bleibt es unentschieden, ob die *rhomboidea*-führende Schicht mit den *triangularis*-führenden eine gleichaltrige Fazies ist, oder eine höhere Schicht des *triangularis*-führenden Horizontes, oder einen jüngeren, selbständigen Horizont darstellt, als der *triangularis*-führende Horizont ist?

Jene zwei monographischen Arbeiten, in deren einer HALAVÁTS, in der anderen aber LÖRENTHEY die pontischen oder pannonischen Schichten der Balatongegend und ihre Fauna beschrieb, stellten gleichfalls die stratigraphische Stellung der *Congeria rhomboidea* führenden Schicht auf Grund der Lagerungsverhältnisse nicht fest. Die für den s. g. *Cong. rhomboidea*-Horizont als charakteristisch betrachtete Fauna wurde aber durch Aufstellung von Fazies derart abgeändert, dass wir der kategorischen Äusserung Dr. LÖRENTHEYS gegenüber, wir hätten jetzt schon (d. h. nach seiner Balatonarbeit) „ein klares Bild über das Verhältnis, in welchem die einzelnen Schichten der pannonischen Stufe Ungarns zu einander stehen", in erster Reihe auch durch jene Daten an Zurückhaltung gemahnt werden, welche Dr. LÖRENTHEY selbst in seiner Balatonarbeit mitgeteilt hat.

Dass dieser reservierte Standpunkt betreffs des *Cong. rhomboidea*-Horizontes begründet ist, davon können wir uns leicht überzeugen, wenn wir die neuesten Daten LÖRENTHEYS einesteils vom Standpunkte der Fauna, andernteils der stratigraphischen Lage nach betrachten.

Die typische Entwickelung des *Cong. rhomboidea*-Horizontes ist HALAVÁTS in der Balatongegend nicht bekannt. Nach Dr. LÖRENTHEY ist sie auch nur in Arács, und zwar, wie er schreibt, „in einer typischen Entwickelung" vorhanden. Während in Szegzárd — wie wir oben erwähnt haben — zur Feststellung des *rhomboidea*-führenden Horizontes ausser der Lagerung auch noch das „häufige" Auftreten der *Cong. rhomboidea* gefordert wurde, hielt LÖRENTHEY in Arács schon für genügend „zur typischen Entwickelung" dieses Horizontes ausser je einem Steinkerne der *Cong. croatica* und *Limnocardium Schmidti* jenen „einzigen Steinkern eines Klappenpaares", welcher „zweckmässigsterweise mit dem Sammelnamen *Cong. rhomboidea* zu belegen sei".[1] Wenn wir auch annehmen wollen, dass in Arács auf Grund der Fauna eine typische Entwickelung des *rhomboidea*-führenden Horizontes vorliegt, so bleibt die stratigraphische Lage hier dennoch unentschieden, nachdem jener grobkörnige Sandstein, aus welchem die Steinkerne zum Vorschein gekommen sind, wie das LÖRENTHEY selbst schreibt, „den Triasschichten auflagert". (L. c. S. 8.)

---

[1] Bei Gelegenheit meines in der am 1. Mai 1907 in der Fachsitzung der geol. Gesellschaft abgehaltenen Vortrages erklärte Herr LÖRENTHEY meinen Bemerkungen gegenüber, dass er es „zur typischen Entwickelung" des *Cong. rhomboidea*-Horizontes für genügend hält, wenn in dem Arácser „beinahe fossilleeren Konglomerate zwei Fossilien gefunden werden, nachdem dies, nebst ihrer Widerstandsfähigkeit darauf hinweist, dass die betreffenden Arten in grösster Menge in der Schicht vorhanden gewesen sein dürften (Földt. Közl. XXXVII. p. 210). Über diese Möglichkeit will ich mich weder pro, noch contra äussern, jene Art und Weise aber, wie Herr LÖRENTHEY diese Frage vor den Leser stellt, kann ich nicht unbesprochen lassen. Nach der Arbeit „Beiträge zur Fauna der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees" (S. 8, 62, 58 und 86) hat Dr. LÖRENTHEY in Arács je einen Steinkern gesammelt, im ungarischen Texte des Protokolls der erwähnten Fachsitzung spielt schon statt je eines Steinkernes eine *Cong. rhomboidea* und ein *Limnocardium Schmidti* die Rolle, im deutschen Texte desselben Protokolls ist auch der Steinkern und die Bezeichnung „ein" weggeblieben, und es wird nur mehr *Cong. rhomboidea* und *Limnocardium* erwähnt. Eine solche stufenweise Abänderung dient ohne Zweifel zur Bekräftigung der Behauptung Herrn LÖRENTHEYS — aber vielleicht auf Unkosten der Tatsache.

J. LÖRENTHEY beschreibt aus der Balatongegend drei Fazies des *Cong. rhomboidea*-Horizontes, und zwar: 1. die *Cong. rhomboidea* Fazies, 2. die *Cong. spinicrista* und die *Prosodacna Vutskitsi* Fazies und 3. die „Süsswasserfazies".

Zu der Fazies der *Cong. rhomboidea* stellt LÖRENTHEY „jene Fundorte, an welchen irgendeine charakteristische Form des *Cong. rhomboidea*-Horizontes vorherrscht" und solche sind seiner Meinung nach der Sandstein von Keszthely, die tonige Sandschicht von Ságvár und Hegymagos, die Schicht von Zsid-Fertőshegy und der Ton von Sümeg.

Unter diesen 5 Fundorten ist höchstens der Sandstein von Keszthely zur *Cong. rhomboidea*-Fazies zu stellen, u. zw. auf Grundlage der von dort aufgezählten Steinkerne, nämlich des Steinkernes von *Cong. croatica?* und *Limnocardium Schmidti* M. HOERN. Zur Entscheidung der stratigraphischen Lage dieser Schicht ist jedoch auch dieser Fundort nicht geeignet, da das Liegende des die Steinkerne führenden Sandsteines nicht aufgeschlossen, aus seinem Hangenden aber kein Fossil bekannt ist.

Auf welch schwankender Grundlage die andern vier Fundorte LÖRENTHEYS sowohl vom Standpunkte der Fauna, als auch der stratigraphischen Lage zur *Cong. rhomboidea*-Fazies gestellt wurden, ist aus dem Folgenden ersichtlich:

Der glimmerige Sand des Lukasdomb von Ságvár, aus welchem TH. KORMOS „sehr schlecht erhaltene Fossilien gesammelt hat", wurde von Dr. LÖRENTHEY auf Grund von *Dreissensia auricularis* FUCHS sp. („viele Fragmente"), ebenso auch die fossilienführende Schicht von Hegymagos auf Grund „des massenhaften Auftretens" von *Dreissensia auricularis* in die *Cong. rhomboidea*-Fazies einbezogen.

Dreissensia auricularis wäre demnach eine „charakteristische Form" des *Cong. rhomboidea*-Horizontes. *Dreissensia auricularis* wurde jedoch schon von J. v. BÖCKH[1] mit *Cong. ungula caprae* zusammen in Kapolcs gefunden. LÖRENTHEY selbst erwähnt diese in mehreren Exemplaren aus dem durch *Cong. balatonica* und *C triangularis* charakterisierten Horizont des Fonyódhegy. All dies deutet auf eine tiefere stratigraphische Lage hin. Davon zeugt auch der Fundort bei Hegymagos, bezw. die Lagerung. Die fossilführende Schicht von Hegymagos, aus welcher auch ich sammelte, befindet sich am Fusse des Szentgyörgyhegy in der Wand des aus der Ortschaft Hegymagos nach dem roten Kreuz hin führenden Hohlwegs in einer Höhe von beiläufig 160 m. Am Fusse des Szentgyörgyhegy aber, nicht weit entfernt von diesem Orte, sind nach den Daten, welche L. v. LÓCZY auf S. 28 dieser Arbeit, in der Bemerkung mitteilt, aus derselben Höhe (nämlich 163, bezw. 165 m) aus den Weingärtenbrunnen *Cong. ungula caprae* zum Vorschein gekommen. Demnach gehört also die durch massenhaftes Auftreten von *Dreissensia auricularis* charakterisierte Schicht von Hegymagos mehr in das Liegende denn das Hangende des durch *Cong. Balatonica* und *triangularis* charakterisierten Horizontes.

Welche die „charakteristische Form" der *Cong. rhomboidea*-Fazies in der Schicht von Zsidfertőshegy ist, darüber äussert sich LÖRENTHEY nicht. Von hier erwähnt er nur *Melanopsis decollata* mit einem Fragezeichen und eine *Neritina (Clithon)* ind. sp. *Melanopsis* ist tatsächlich mit *decollata* ident, *Neritina* ind. sp. jedoch ist die Art *Radmanesti*. Diese zwei Schnecken aber kommen, wie das auch aus der Tabelle Dr. LÖRENTHEYS ersichtlich ist, in allen Horizonten der oberen

[1] BÖCKH J.: Die geol. Verhältn. d. südl. Bakony. II. T., S. 102.

pannonischen Stufe vor, und können daher nicht als „charakteristische Formen“ der *Cong. rhomboidea*-Fazies betrachtet werden. Die Lagerungsverhältnisse dagegen kennt Dr. Lőrenthey, wie er selbst zugibt, nicht. Der Lagerung gemäss gehört dieser Fundort zur Basis des durch *Cong. Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Horizontes, da ich mehr nördlich aus der sandigen Tonbank des Fertős Lázhegy, auch aus einem bedeutend höheren Niveau, Schalen von *Cong. Balatonica, Cong. triangularis, Unio Halavátsi* und *Melanopsis decollata* sammelte.

In Sümeg ist Lőrenthey geneigt auf Grundlage „einiger näher nicht bestimmbarer Bruchstücke von *Limnocardium* sp. und *Congeria* sp. sowie des Fragmentes einer auf *Valenciennesia Reussi* Neum. verweisenden *Valenciennesia* sp. und eines gut erhaltenen Exemplares von *Pisidium Krambergeri* Brus.“, obwohl — wie er das selbst zugibt — „aus derart mangelhaften Fossilien sich nicht bestimmen lässt, in welchen Horizont der pannonischen Stufe diese Bildung gehört, diese glimmerreiche sandige blaue Tonschicht in die *Cong. rhomboidea* Fazies einzustellen und auf Grund von *Valenciennesia Reussi* Neum.? auch in der Zusammenfassung dorthin einzureihen“. *Valenciennesia Reussi* kann aber ebenfalls als keine „charakteristische Form“ der *Cong. rhomboidea*-Fazies betrachtet werden, weil einmal diese Art auch nach Lőrenthey „aus tiefern Schichten wie die *triangularis*-reichen Schichten bekannt ist“ und andrerseits ich im Aufschlusse des Ziegelschlages nächst dem Meierhofe Uzsa, wie ich das schon auf Seite 43 erwähnt habe, in der Gesellschaft von *Cong. Czjzeki, C. Partschi, C. subglobosa* und *Limnocardium Penslii, Valenciennesia Reussi* auch in der Balatongegend in der Basis des *triangularis* Horizontes, und zwar gleichfalls in einer glimmerigen, sandigen, blauen Tonschicht antraf.

Mit der zweiten Fazies des *Congeria rhomboidea*-Horizontes, welche nach Lőrenthey durch massenhaftes Auftreten von *Viviparen*, dann *Cong. spinicrista* und *Prosodacna Vutskitsi* charakterisiert wird, wollen wir uns diesmal nicht befassen, da die hierher einbezogenen Fundorte zur Hügelkette von Somogy gehören und auch in keinem unmittelbaren Konnex mit den Produkten der Basalteruption sind; es soll bloss bemerkt werden, dass ihre stratigraphische Lage auf Grund der unmittelbaren Lagerung noch nicht festgestellt ist.

Zwischen der dritten „Süsswasserfazies“ und den Produkten der Basalteruption besteht eine so enge Verbindung, dass ich mich auch mit dieser Fazies eingehender beschäftigt habe. Nach Lőrenthey ist die Süsswasserfazies „zumeist in der Gegend von Öcs und Nagyvázsony entwickelt“, jedoch kommt auch „ein diesem Horizont angehörender, fetter, bituminöser schwarzer Ton oder eine Kohlenschmitz führende Schicht in der oberen Steilwand des Tihanyer Fehérpart, wie auch im oberen Teile des Fonyódhegy bei Balatonföldvár und Fonyód vor (4. Schicht)“.

Die hier genannten Orte durchforschte ich auch selbst und gelangte zu dem Resultate, dass ein Teil (Fehérpart) der von Dr. Lőrenthey hierher gereihten Schichten noch zu dem durch *Congeria Balatonica* und *triangularis* charakterisierten Horizonte gehört, der andere Teil (die s. g. kalkige Süsswasserbildung von Nagyvázsony) aber schon, unseren heutigen Kenntnissen gemäss, entweder mit der *Unio Wetzleri* führenden Schicht gleichaltrig, oder ein Sediment der levantinischen Stufe ist.

An dieser Stelle will ich, um von Gegenstande nicht allzusehr abzuirren, zur Rechtfertigung meiner Behauptung nur zwei Beispiele erwähnen, nämlich die Steilwand Fehérpart bei Tihany und die kalkigen Süsswasserformationen von Nagyvázsony.

Aus der unteren Partie des Fehérpart bei Tihany (Fig. 66 und 67) beschrieb Halaváts zwei fossilführende Schichten. Beide Absätze stellte er zum *Congeria Balatonica* Horizont, er teilt jedoch von der oberen mit, dass er diese als „obere Grenzschicht" gegen den *Congeria rhomboidea* Horizont zu betrachtet. Lőrenthey beschreibt drei fossilführende Schichten aus dem Fehérpart und erwähnt im Beginne seines Werkes: „Nach oben zu vermehren sich jene Formen, die in dem durch *Congeria rhomboidea* charakterisierten Horizont vorherrschend werden" (Vergleiche l. c. S. 14) und im zusammenfassenden Teil seines Werkes: „Ein diesem Horizonte (nämlich dem *Congeria rhomboidea*-Horizonte) angehörender fetter, bituminöser Ton, oder eine Kohlenschmitz führende Schicht ist in der oberen Steilwand des Tihanyer Fehérpart vorhanden" (l. c. S. 202). Infolge dessen dachte ich, dass der Tihanyer Fehérpart jener klassische Ort sei, wo man die unmittelbare Auflagerung des s. g. *Cong.*



Fig. 66. Der Fehérpart auf Tihany mit dem Hügel Akasztódomb.

rhomboidea-Horizontes auf den *C. Balatonica* und *triangularis* Horizont konstatieren kann. Zu diesem Zwecke habe ich den Fehérpart in seiner Gesamthöhe gründlich durchforscht. Ich habe statt der 3 beschriebenen fossilführenden Schichten 8 fossilführende Schichten gefunden und zwar 4 Schichten unter der „fetten, bituminösen, schwarzen Ton"-Schicht und darüber 4 Schichten. Jedoch ist auch die oberste, die 8. Schicht mit Schalen von *Congeria Balatonica* erfüllt. Es kann daher gar keine Rede davon sein, dass der fette, bituminöse, schwarze Ton des Tihanyer Fehérpart dem *Congeria rhomboidea*-Horizonte angehört, insofern der „fette, bituminöse, schwarze Ton" des Fehérpart, ja sogar auch noch der über diesem folgende 7·5 m mächtige Schichtenkomplex, in welchem 3 Tonschichten abwechseln, zum *Congeria Balatonica* und *C. triangularis*-Horizonte zu rechnen ist.[1]

[1] Während der Drucklegung dieser Arbeit habe ich die Schichtenreihe des Fehérpart und deren Fauna im XXXVIII. Bande des „Földt. Közl." auf den Seiten 701—716 eingehender beschrieben.

Die kalkigen Süsswasserformationen von Nagyvázsony stellt sowohl Halaváts,[1] als auch Lörenthey[2] zur Süsswasserfazies des s g. *Congeria rhomboidea*-Horizontes. Beide erwähnen aber eine solche Fauna daraus, in der kein einziges Glied der für den s. g. *Congeria rhomboidea*-Horizont charakteristisch genannten Formengesellschaft, nämlich der *Congeria rhomboidea* und die dem Formenkreis der *Adacna (Limnocardium) Hungarica* angehörenden, mit kammartig gerippten *Adacnen* (*Limnocardien*)[3] vorkommen, obgleich die Limnocardien auch im Süsswasserkalke z. B. zwischen Öcs und der Sägemühle bei Tálód vorhanden sind.

Neben dem Kinizsiturm bei Nagyvázsony schloss der Brunnen des Franz Török, welcher insgesamt 7 m tief ist, im ganzen genommen nur kalkige Schichten auf, welche unten als glimmeriger, sandiger, sehr kalkiger Tonmergel, weiter oben als poröser, tuffiger Mergel angesprochen werden können. 2·7 und 3·6 m von der Oberfläche ist je eine Moorschicht mit verkohlten Partien eingefügt.



Fig. 67. Der Fehérpart auf Tihany von Süden aus.

Aus dem grauen, glimmerigen, sandigen, kalkigen Tonmergel sammelte ich folgende Fossilien:

Dreissensia marmorata Brus. 1 St.
„ *serbica* Brus. viele St.
„ sp. ind. 1 St.
Dreissenomya? unioides Fuchs 3 St. und viele Bruchstücke.
Anodonta cfr. *Brandenburgi* Brus. 1 St. und viele Bruchstücke.

[1] Angeführtes Werk 77. und. 79. Seite.

[2] Beiträge zur Fauna u. strat. Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Seite 202.

[3] Halaváts J.: Paläontologische Daten z. Kenntnis d. Fauna d. südungar. Neogenablagerungen. III. Mitt. a. d. Jahrb. der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt. Bd. X. S. 36.

Limnocardium sp. Bruchstücke.
Melanopsis Entzi BRUS. iuv. 1 St.
Micromelania laevis FUCHS sp. viele St.
Vivipara Fuchsi NEUM. viele St.

Diese Schichte gehört nach ihren konvexen Viviparen, unter denen sich auch *Vivipara leiostraca, V. Burgundina* und zu *V. unicolor* sp. hinüberführende Formen fanden, zu dem „Paludinen" oder levantinischen Schichtenkomplex und zeigt teils mit den unteren Paludinenschichten der französischen *Bresse*,[1] teils mit den slavonischen Schichten eine Verwandtschaft. Es erscheint daher ganz wünschenswert, diese Schichten unserer Gegend auch zu näherer und ausführlicherer Vergleichung heranzuziehen.

Aus dem Moorboden sammelte ich folgende Arten: [2]

Pisidium sp. ind. 5 St.
Limax Lóczyi LÖRENTH. 1 St.
Helix (*Hemicycla*) *Delphinensis* FONT. = *Helix* (*Tachea*) *Bakonicus* HALAV. 4 erhaltene und viele Fragmente.
Pupa (*Leucochilus*) *Nouletiana* DUPUY 50 St.
„ *diversidens* SANDB. 15 St.
Carychium minimum MÜLL. foss. 24 St.
Limnaea sp. ind. 40 St.
„ *palustris* MÜLL. foss. 1 St.
Planorbis (*Gyraulus*) *tenuistriatus* LÖRENT. 9 St.
„ (*Coretus*) *cornu* BRONG. 12 St. u. sehr v. Bruchst.
„ *grandis* HALAV. 4 St.
„ (*Gyrorbis*) *Bakonicus* HALAV. ausserord. v. St.
„ cfr. *Bakonicus* 24 St.
„ *subtychophorus* HALAV. 12 St.
„ (*Segmentina*) *Lóczyi* LŐRENT. häufig.
Odontogyrorbis Krambergeri HALAV. sehr viele St.
Ancylus Hungaricus BRUS. 2 St.
Melanopsis Entzi BRUS. 60 St.
Bithynia Brusinai HALAV. 1 St.
Valvata ind. sp. 1 St.

[1] F. DELAFOND et C. DEPÉRET: Les Terrains Tertiaires de la Bresse et leurs Gîtes de Lignites et de Minerais de Fer. Paris 1893.

[2] Herr Prof. J. LÖRENTHEY hatte die Freundlichkeit einen Teil der Mikrofauna zu bestimmen. Von *Helix* (*Tachea*) *Bakonicus* HALAV. schreibt Herr Dr. LÖRENTHEY im deutschen Texte (Seite 98) seiner Balatonarbeit, dass diese vielleicht mit *Helix* cfr. *Touronensis* NEUM. sp. ident ist. Nachdem ich in dem oben erwähnten französischen Werke eine ähnliche *Helix*-Art gesehen habe, bat ich Herrn DEPÉRET, Universitätsprofessor in Lyon, mir seine Meinung über die in Rede stehende *Helix* sp. mitzuteilen. Herr Prof. DEPÉRET schrieb mir: „Wenn ich diese *Helix* Art im Rhônetale gefunden hätte, würde ich dieselbe ohne Zaudern mit *Helix Delphinensis* FONT. sp. identifizieren". Von dieser Identität konnte ich mich übrigens auch selbst überzeugen, nachdem Herr Professor DEPÉRET so liebenswürdig war mir einige französische *Helix Delphinensis*, wie auch *H. Touronensis* zu senden. Für diese Liebenswürdigkeit spreche ich Herrn Professor DEPÉRET auch an dieser Stelle meinen Dank aus.

In dem porösen tuffigen Mergel traf ich nahezu dieselben Spezies an, jedoch treten hier auch noch *Helix* sp. auf. In dieser Schichte herrschen *Planorben*, besonders *Pl. Bakonicus* und eine dieser Art nahestehende n. sp. mit *Bithynia Brusinai* vor.

Dass der Süsswasserkalk von Nagyvázsony und der poröse, tuffige, kalkige Mergel mit den Moorschichten dem s. g. *Congeria rhomboidea*-Horizonte nicht angehören kann, ist nunmehr nach Zeugnis der im Liegenden gefundenen *Vivipara Fuchsi* und den mit dieser verwandten konvexen *Viviparen*, unzweifelhaft.

Aus dem obigen geht, wie ich meine, klar hervor, dass die Zeitdauer der Basalteruption der Balatongegend nicht mit dem Alter jener Schichten verglichen werden kann, die bisher in der Balatongegend zu dem s. g. *Congeria rhomboidea*-Horizonte gerechnet wurden. Denn die Lage dieses „Horizontes" ist weder in Hinsicht auf die durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis*, noch durch massenhaftes Auftreten von *Unio Wetzleri* charakterisierten Schichten klar gestellt. Es kann daher vorläufig von der Zeitdauer der Basalteruption der Balatongegend nur soviel gesagt werden, dass sie zwischen die Ablagerungsperiode der Hauptmasse des durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *Congeria triangularis* charakterisierten Schichtenkomplexes und der durch massenhaftes Auftreten von *Unio Wetzleri* charakterisierten Schicht fällt.[1]

4. Die stratigraphische Lage der Basalteruptionsprodukte der Balatongegend unter den pliozänen Formationen Europas.

Schliesslich versuche ich es noch auf Grundlage meiner Beobachtungen im Felde und der Angaben der Literatur die Periode der Basalteruption der Balatongegend innerhalb des europäischen jungtertiären Schichtenkomplexes zu bezeichnen.

Ein grosser Teil der jungtertiären Stufe ist die Mastodonperiode, in welcher drei Zeiträume unterschieden werden können, nämlich 1. die Periode des *Mastodon angustidens*, 2. des *Mastodon longirostris* und 3. des *Mastodon Borsoni* und *arvernensis*.

In der Periode des *Mastodon angustidens* tritt der Ahne des Pferdes, bezw. des *Hipparion*, das *Anchitherium* und der *Dicroceras elegans* auf; in diesem Zeitraum

---

[1] Die obere Grenze der Basalteruptionen befindet sich auf Grund von zwei Funden vermutlich noch im oberen Pliozän oder im unteren Diluvium.

Aus den Basalttuffen des Herczeghegy bei Sitke sammelte ich die Schottergerölle der Rábagegend und von Kemenesalja, aus dem Basalttuff des Friedhofgrabens von Pula aber fossilführende Süsswasserkalkstücke. Auf den Hügeln in der Nähe von Papkeszi enthält der pisolithige kieselige Kalkstein, das Ebenbild der Geyserkegels auf Tihany, oberpliozänen oder altdiluvialen Schotter. Die Periode der Basalteruptionen fällt daher zwischen die Periode der *Congeria Balatonica* und des *Elephas antiquus*. Es soll nur noch betont werden, dass der überwiegende Teil der Basalttufferuptionen am Festlande vor sich gegangen ist und schon in Form von Basaltlavadecken auf dem unebenen, welligen Gelände ausgebreitet liegt. (Lóczy.)

Eine solche Vermutung regt sich auch in mir seit langer Zeit. Ich würde aber die Auffassung, dass die obere Grenze der Basalteruptionen, in die levantinische oder unterdiluviale Zeit fällt, nur dann als genügend begründet betrachten, wenn man 1. von dem bezeichneten Schotter nachweisen könnte, dass dieser tatsächlich aus der levantinischen oder unterdiluvialen Stufe herstammt, da Schotterschichten auch unter den pontischen Sedimenten vorkommen, und wenn sich 2. die aus dem Basalttuff herstammenden Süsswasserkalkfossilien als levantinisch oder diluvial erweisen würden, da uns ja doch auch ein pontischer Süsswasserkalkstein bekannt ist, wie ja z. B. auch der Redakteur einen solchen mit *Congeria* auf Seite 20 dieser Arbeit, in der Bemerkung aus dem Süsswasserkalk des Tálóder Waldes erwähnt. (Vitalis.)

haben sich die sarmatischen Schichten abgelagert. Der allgemeinen Einteilung gemäss gehört diese Formation dem Miozän an. Aus diesem Zeitraum führen die mäotischen Schichten Hörnes' in die Periode des *Mastodon longirostris* hinüber, die nach der allgemeinen Einteilung schon dem Pliozän angehört. Das Pliozän wird allgemein in eine untere, mittlere und obere Stufe eingeteilt. Das Unterpliozän ist die Periode des *Mastodon longirostris.* Mit diesem zugleich tritt das *Dinotherium giganteum,* das *Hipparion gracile,* das *Aceratherium incisivum* auf; da erscheinen auch die Antilopen: die *Gazelle,* der *Tragoceros.* Das mittlere Pliozän ist die Periode des *Mastodon Borsoni,* des *Mastodon arverneusis* ohne das Pferd und den Bären. In den tieferen Schichten des oberen Pliozän tritt *Mastodon Borsoni* und *arvernensis* mit dem Pferde und dem Bären zugleich auf, im obersten Teile erscheint aber der *Elephas meridionalis.* In das untere Pliozän gehört die Ursäugetierfauna von Baltavár und Belvedere, die Pikermi-Fauna Griechenlands, die italienische *Melanopsis Matheroni*-Schicht, das französische Pontique (oder Obermiozän) der Rhônegegend, das Mainzer Becken und der *Dinotherium* führende Sand der Schweiz und Deutschlands.

Die Mollusken schliessen die ungarischen s. g. unterpontischen oder pannonischen Schichten eng an diese Absätze des Unterpliozäns an. *Congeria subglobosa* und *C. Partschi, Melanopsis Martiniana* und *M. impressa* (var. *Bonelli*) bringt die s. g. unterpontischen oder unterpannonischen Bildungen Ungarns insbesondere den Schichten des Wiener Beckens näher. *Melanopsis impressa* var. *Bonelli* mit der *Congeria ungula caprae* kommt auch in der Balatongegend vor. *Congeria Partschi* und *C. subglobosa* aber, welche bisher in der Literatur aus der Balatongegend nicht bekannt waren, entdeckte ich mit der *Congeria Cžjžeki* zusammen im Ziegelschlag des Meierhofes Uzsa.

Mit der Ablagerung der *Congeria subglobosa* und *C. Partschi* führenden Schichten wurde das Wiener Becken entwässert und auf die erwähnten unterpliozänen Schichten folgt der s. g. Schotter von Belvedere, der infolge der falschen Anwendung der Literatur bisher ebenfalls zum Unterpliozän gestellt wurde. Denn nach Schaffer vertritt er bereits eine bedeutend höhere Schicht und nach der Annahme von R. Hörnes gehört er schon in das Oberpliozän,[1] obwohl dies noch eingehender bewiesen werden muss.

---

[1] Jenem Profile gemäss, welches Cžjžek noch im Jahre 1849 anfertigte, stammt die Fauna von Belvedere (*Mastodon longirostris, Aceratherium incisivum, Dinotherium giganteum, Hipparion gracile* etc.) von dort her, wo der Lehm in Sand übergeht. Oberhalb der Knochenschicht lagert 5 Fuss mächtiger Quarzsand und darauf 3 Fuss mächtiges Quarzgerölle, beziehungsweise der Schotter von Belvedere, welcher schliesslich von 1 Fuss mächtigem Löss bedeckt wird. M. Hoernes schreibt in jenem Anhange, welchen Cžjžek dem erklärenden Texte zur geologischen Karte Wiens beifügt, f ä l s c h l i c h, dass die Knochen aus den S c h o t t e r- und Sandschichten zum Vorschein gekommen sind. Vor einigen Jahren hat Schaffer auf Grund der in der naturgeschichtlichen Abteilung des Hofmuseums befindlichen Originalzeichnung und Beschreibung den Irrtum berichtigt (Vergl. Schaffer: Geologie von Wien II. und III. Teil. Wien, 1906). Nachdem die Fauna nicht aus dem Schotter herstammt, kann die bisherige stratigraphische Lage des s. g. Schotters von Belvedere keine Abänderung erleiden. Schaffer selbst unterscheidet 5 Schotterterrassen um Wien herum u. zw. dem Alter gemäss von unten nach oben zu und dem Terrain gemäss von oben nach unten zu fortschreitend: die Laaerberger, Arsenal, städtische, Simmeringer und Praterterrasse. Die Praterterrasse erkannte er als alluvial, die Simmeringer und die städtische als diluvial. Das Alter der beiden oberen Terrassen, welche die Terrasse von Belvedere bilden, konnte Schaffer nicht bestimmen. R. Hoernes, der im «Bau und Bild Österreichs» die Richtigkeit der Beobachtungen Schaffers noch bezweifelt hat, jedoch schon im Jahre 1904 selbst eingestand, dass Schaffer

In der Balatongegend befindet sich einesteils zwischen den *Congeria subglobosa* und *C. Partschi,* bezw. *Melanopsis impressa* führenden Schichten und andernteils dem *Mastodon Borsoni* und *M. arvernensis* führenden, s. g. levantinischen Schotter ein mächtiger, Congerien führender Schichtenkomplex, welchen HALAVÁTS in die mittlere und obere pontische Stufe, LÖRENTHEY aber in die oberste pannonische Stufe stellt; beide Autoren gliedern denselben 1. in den *Congeria ungula caprae* führenden, 2. in den *Congeria Balatonica* und *triangularis* führenden, 3. in den *Congeria rhomboidea* führenden und 4. in den *Unio Wetzleri* führenden Horizont.

Im Jahre 1905 erhielt die ungar. Geologische Reichsanstalt aus der Umgebung von Budapest (Gubacsi-puszta) aus Erzsébetfalva eine rechtseitige untere Mastodonkinnlade. Dr. LÖRENTHEY schreibt in seiner: «Die pannonischen und levantinischen Schichten von Budapest und deren Fauna» betitelten akademischen Antritts-Abhandlung, dass «dies der älteste bisher bekannte *Mastodon arvernensis*-Fund aus der Umgebung von Budapest ist, insofern dieser aus dem tiefsten Horizonte der oberpannonischen Stufe, aus dem *Congeria ungula caprae*-Horizonte herstammt».[1] Das wäre insofern von grosser Bedeutung, weil damit die Hauptmasse der Congerien führenden Schichten der Balatongegend in das durch den *Mastodon arvernensis* und *Mastodon Borsoni* charakterisierte mittlere Pliozän gehören würde. Da aber aus der *Congeria ungula caprae* führenden Schicht von Kőbánya ein *Dinotherium giganteum* bekannt ist, entstand in mir ein Zweifel: ob hier nicht ein Irrtum obwalte? Ich ersuchte daher den hochverehrten Direktor der Geologischen Reichsanstalt, Herrn Ministerialrat J. v. BÖCKH, er möge die Güte haben nachzusehen, ob dieser Mastodonzahn, welchen LÖRENTHEY als *Mastodon arvernensis* bestimmte, tatsächlich ein solcher sei?

Herr J. v. BÖCKH war so liebenswürdig den Zahn zu untersuchen und mir als Resultat der Untersuchung mitzuteilen, dass «der Mastodonzahn von Erzsébetfalva einem *Mastodon longirostris* angehört habe, wovon sich auch TH. v. SZONTAGH und O. KADIĆ überzeugten».

Der sehr wohl geahnte Irrtum war daher erwiesen. Aus der *Congeria ungula caprae* führenden Schicht der Gubacsi-puszta ist kein *Mastodon arvernensis* zum Vorschein gekommen, sondern ein *Mastodon longirostris.* Damit müssen wir natürlich unter den Congerien führenden Schichten der Balatongegend die durch das massenhafte Auftreten von *Congeria ungula caprae* charakterisierte Schicht noch in das Unterpliozän einreihen.

Im Aufschlusse des Gödrösoldal der Halbinsel Tihany lagert auf der *Congeria ungula caprae* führenden Schicht unmittelbar ein durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierter Schichtenkomplex von beträchtlicher Mächtigkeit. Beide Schichtgruppen lassen sich nur dadurch von einander scheiden, dass in der unteren *Congeria ungula caprae,* in der oberen *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* massenhaft auftreten. J. LÖRENTHEY schreibt nämlich, dass *Congeria Balatonica* auch in der unteren *Congeria ungula caprae*

recht hat, stellt das Alter des Arsenalschotters auf Grund jenes Hippopotamus major-Zahnes, welcher nach FUCHS aus diesem Schotter zum Vorschein gekommen ist, mit der Arnotaler Fauna in das Oberpliozän, meint aber von der Laaerberger, dass diese mit der Fauna von Ajnácskő und Bribir gleichaltrig ist; jene entspricht unserem meridional führenden, diese unserem *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* führenden Schotter.

[1] Math. u. naturwiss. Ber. aus Ungarn. Bd. XXIV. Budapest, 1906. S. 329.

führenden Schicht ziemlich häufig vorkommt[1] und umgekehrt, dass auch in dem oberen *Congeria Balatonica* führenden Schichtenkomplex, obwohl selten, dennoch *Congeria ungula caprae* vorhanden ist.[2]

Wenn nun im Aufschlusse der Gödrösoldal die *Congeria ungula caprae* führende Schicht durch die darin häufig vorkommende *Congeria Balatonica* mit dem durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichtenkomplex verbunden erscheint, und weiterhin aus der *Congeria ungula caprae* führenden Schicht in Erzsébetfalva ein *Mastodon longirostris* und in Kőbánya ein *Dinotherium giganteum* bekannt ist, so müssen wir auch den durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichtenkomplex in das Unterpliozän versetzen[3] solange, bis sich in dem durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichtenkomplexe *Mastodon arvernensis-* und *M. Borsoni*-Knochen finden. Damit wird auch der Beginn der Basalteruption, welcher auf Grund des obigen sich als die oberste eruptive Formation des durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichtenkomplexes erwies, in den oberen Teil des Unterpliozäns verlegt.

Mit der oberen Congerien führenden Schichtengruppe der Balatongegend dürften, auf Grund von literarischen Daten, im südlichen Teile Europas NEUMAYR's und PAUL's slavonische, Congerien führende Schichten, die italienischen *subapenninen Nassa semistriata* führenden Schichten und das französische «pliocène inférieur oder Plaisancien» im Rhônebecken nahezu gleichaltrig sein. Da jedoch die Basalteruptionsprodukte der Balatongegend jünger als die Hauptmasse des durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichtenkomplexes sind, muss, was das Alter anbelangt, die Basalteruption der Balatongegend mit NEUMAYR's und PAUL's slavonischen Congerien führende Schichten, mit den italienischen *Nassa semistriata* führenden Schichten und mit dem französischen «pliocène inférieur» verglichen werden.

Gegen das Ende der Ablagerung der Hauptmasse des durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichtenkomplexes sind in der Balatongegend Dislokationen eingetreten. Mit diesen im Zusammenhange beginnen die Basalteruptionen, deren Gesteinsprodukte teils unter Wasser gerieten (Tihany, Boglár, Szigliget, Sághegy) teils sich auf dem trockengelegten Gelände ausbreiteten. Im Vereine mit der Gebirgsbewegung verteilt sich das Binnenwasser in grössere und kleinere Becken, stellenweise entstehen Sümpfe und zwischen die durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten oberen Schichten fügen sich Sumpf- und Schlammschichten ein (Fehérpart auf Tihany, Fonyód, Boglár). In Zusammenhang mit den Basalteruptionen, aber hauptsächlich diesen folgend, brechen kohlen-

---

[1] Beiträge zur Fauna u. strat. Lage der pann. Schichten etc. Seite 9.

[2] Ebendaselbst Seite 207. Von dem Gesagten habe ich mich auch selbst am Gödrös überzeugt, wo mit der *Congeria ungula caprae* zusammen wirklich häufig auch *Congeria Balatonica* vorkommt.

[3] Während des Lesens der Korrektur hat mir LUDWIG v. LÓCZY mitgeteilt, dass westlich von Keszthely, beziehungsweise nordöstlich von Zalaapáti bei Boldogasszonyfa in 187 m Höhe über dem Meeresspiegel aus den dortigen obersten pannonischen Schichten ein *Mastodon longirostris* zum Vorschein gekommen ist. Die pontischen Schichten von Zalaapáti, welche auf Grund der Daten STOLICZKAS, HALAVÁTS' und LÖRENTHEYS zu dem durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Horizont gehören, betrachtet LÖRENTHEY in der Tabelle seines angeführten Werkes als die obere Grenzschicht dieses Horizontes. Angenommen, dass im benachbarten Boldogasszonyfa das pontische Sediment ebenfalls in diesen Horizont gehört, besitzen wir um einen Grund mehr, die durch *Congeria Balatonica* und *C. triangularis* charakterisierten Schichten ebenfalls in das Unterpliozän zu stellen.

saure Quellen längs der vulkanischen Eruptionszentren und den Verwerfungen hervor, die den Sand und die Tonschichten mit Kalk imprägnieren. Als Beispiel seien angeführt die verkohlte Pflanzenüberreste führenden kalkigen, sandig-tonigen Schichten von Öcs (und Balatonfőkajár), welche wahrscheinlich mit den *Unio Wetzleri* führenden Schichten gleichaltrig sind. Wo das Wasser der postvulkanischen kohlensauren Quellen die mehr und mehr seichter werdenden kleinen Teche und Tümpel reichlicher gespeist hat, ist eine lakustre, kalkige Fazies entstanden, welche schon mit den Paludina (oder Vivipara) führenden Schichten gleichaltrig ist. Dieser Art ist nach den oben angeführten Fossilien der glimmerige Mergel des Nagyvázsonyer Brunnens mit Dreissensien und konvexen Viviparen.

Dann gewinnt Kalktuff (mit Sumpfschichten) das Übergewicht mit der *Emmericia canaliculata* und einer Fauna von teilweise diluvialem Charakter. Schliesslich folgt im allgemeinen genommen (weil die Aussüssung stellenweise rascher vor sich gegangen ist), Süsswasserkalkstein, stellenweise aber (Tihany, Hügelchen bei Pula, Kis-Somló) kieseliger Kalkstein und Quarzit, welcher schon mit dem diluvialen Kalktuff (z. B. mit dem Kisczeller) gleichaltrig sein dürfte und mit welchem auch die postvulkanische Wirkung der eruptionen Tätigkeit erlischt.

Mit dieser kalkigen Süsswasserfazies, welche in einer anderen Arbeit ausführlicher behandelt werden soll, zeigen die Mödlinger und Moosbrunner Süsswasserkalke, die Paludina führenden Schichten Slavoniens, ferner die „Sicilien“ und mit diesen gleichaltrig genommenen Schichten der Rhônegegend eine grosse Übereinstimmung und was besonders interessant ist, auch die Süsswasserkalke des vulkanischen Gebietes von Auvergne, d. h. ein Schichtenkomplex, in welchem *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* auch noch vorkommt, jedoch bereits auch *Elephas meridionalis, Cervus, Bos elaphus,* ja sogar *Equus Stenonis* und auch das *Trogontherium* erscheinen.

ANHANG.

Gab es in der Umgebung des Balaton im Oberpliozän oder in der unteren diluvialen Stufe eine Basalteruption? [1]

Auf Grund meiner im Basalttuff der Uferwand bei Szarkád auf der Halbinsel Tihany entdeckten und oben aufgezählten Fossilien ist es mir — wie ich glaube — gelungen zu beweisen, dass die Basalteruption, wenigstens auf Tihany, bereits in der pontischen Stufe begonnen hat. Auf Grund des in der *Unio Wetzleri* führenden Sandbank von Zsid gefundenen Basaltschotters muss anderseits darauf geschlossen werden, dass die Basalteruption, wenigstens in Zsid, vor der Ablagerung der *Unio Wetzleri* führenden Schicht ein Ende genommen hat und damit hat meiner Ansicht nach nur die Tätigkeit der die Basalteruption überlebenden postvulkanischen kohlensauren Quellen und kieselsauren Sprudel im Oberpliozän oder vielleicht auch noch in der unteren diluvialen Periode fortgedauert. Denn bei Peremarton, am Somlóhügel kennt man nach einem Profil [2] von Th. Kormos einen Süsswasserkalk, der sich im Hangenden der *Unio Wetzleri* führenden Sandschicht befindet und andererseits lagert auf den kieseligen Sandstein des in der Nähe von Pula gefundenen kleinen Sprudelhügelchens, welcher die weiter oben erwähnten Basaltschöllcheneinschlüsse enthält, der diluviale Löss.

Meine Behauptung, dass die Basalteruptionen der Balatongegend in der pontischen Stufe begonnen haben, wurde auch von L. v. Lóczy akzeptiert, wie das die Bemerkung auf Seite 177 dieser Arbeit beweist. Während ich auf Grund der vorher erwähnten Lagerung von den postvulkanischen kohlensauren Quellen und den kieselsauren Sprudeln zu behaupten wage, dass diese im mittleren und im oberen Pliozän oder auch in der unteren diluvialen Stufe in Tätigkeit waren, vermutet L. v. Lóczy, wie dies aus der angeführten Bemerkung ersichtlich ist, auch von der Basalteruption selbst, dass deren obere Grenze in das Oberpliozän oder in das untere Diluvium hinaufreicht.

Diese Vermutung ist auch bei mir schon seit langem vorhanden. Aber jene Argumente und Beobachtungen, welche dieselbe in mir beleben, erscheinen, auch

---

[1] Dieser Anhang wurde im Jahre 1908 in der zweiten Hälfte des Monats November als Antwort hauptsächlich auf die redaktionelle Bemerkung Nr. 3 der Seite 20 verfasst.

[2] Prof. Dr. I. Lörenthey: Beiträge zur Fauna und stratigr. Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Budapest, 1906. Separatabdruck aus dem Werke: Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees. I. Bd. I. T. Pal. Anh. S. 7.

wenn sie vielseitiger sind, wie jene, welche L. v. LÓCZY anführt, meiner Ansicht nach zur Bestimmung, ob wir die obere Grenze in das Oberpliozän oder in das untere Diluvium versetzen sollen, keineswegs genügend.

Dies ergibt sich aus folgenden.

Der Süsswasserkalkstein von Nagyvázsony gehört, wie dies im vorhergehenden Abschnitte nachgewiesen wurde, auf Grund seiner konvexen Viviparen zur unteren levantinischen Stufe (mittleres Pliozän). Wenn es daher auf Grund der unmittelbaren Lagerung gelingen würde zu beweisen, was L. v. LÓCZY meint, dass nämlich „der Süsswasserkalkstein von Nagyvázsony im Liegenden der Basaltdecke des Tálóder Waldes vorhanden ist" (siehe die redaktionelle Anmerkung auf S. 20 dieser Arbeit), würde sich jene Vermutung, dass die obere Grenze der Basalteruptionen in das Oberpliozän oder in das untere Diluvium fällt, verwirklichen. Ein solcher Ort aber, wo der Basalttuff oder die Basaltdecke unmittelbar auf den unterlevantinischen Süsswasserkalkstein lagern würde, ist bisher noch nicht bekannt. Die Tatsache aber, dass der Süsswasserkalkstein von Nagyvázsony, was seine Lage anbelangt, niedriger liegt als z. B. die Basaltdecke des Tálóder Waldes, können wir bei der Bestimmung der Altersverhältnisse dieser beiden Formationen nicht als entscheidend betrachten, da zu bedenken ist, dass der Süsswasserkalkstein auf dieser ungewissen Grundlage von einigen Autoren in das Liegende der Hauptmasse der pontischen Schichten, von anderen dagegen in das Hangende der Hauptmasse derselben gesetzt wurde.

Solange daher in der Balatongegend kein Aufschluss bekannt sein wird, wo die unmittelbare Auflagerung des Basalttuffs oder der Basaltdecke auf das charakteristische levantinische Versteinerungen führende Süsswassersediment ganz deutlich und jeden Zweifel ausschliessend zu beobachten ist, kann, meiner Meinung nach, auf Grund der Lagerung, die obere Grenze der Basalteruption nicht in das Oberpliozän oder das untere Diluvium gesetzt werden. Bis dahin muss ich meine auch in der am 1. Mai 1907 abgehaltenen Fachsitzung der Geologischen Gesellschaft ausgedrückte Überzeugung aufrecht erhalten, dass der Süsswasserkalkstein von Nagyvázsony sich in jenen der Basalteruption folgenden postvulkanischen kohlensauren Quellen, bezw. in einzelnen Tümpeln abgelagert hat. Damit wird angenommen, dass dieser Süsswasserkalkstein die Basaldecke des Waldes bei Tálód infolge des erwähnten genetischen Zusammenhanges nur berührt, nur umringt, dessen Liegendes aber nicht bildet. An diese Überzeugung bindet mich auch jene Beobachtung, dass im Graben bei Pula, wovon sich jedermann überzeugen kann, deutlich und bestimmt zu beobachten ist, dass der Süsswasserkalkstein in der Nähe des Kreuzes unmittelbar auf dem Basalttuff lagert.

In der unteren Partie des Grabens bei Pula sind, wenn auch nur sehr spärlich, Süsswasserkalkstücke zu finden. Wenn diese Süsswasserkalkstücke bei der Eruption mitgerissene Einschlüsse darstellen, so würden sie eine beweisende Kraft für jene Vermutung, dass die Basalteruption in das Oberpliozän oder auch in das untere Diluvium hinaufreicht, nur dann besitzen, wenn sie auch charakteristische Fossilien der levantinischen Stufe führen würden. Der Süsswasserkalkeinschluss selbst kommt in den basaltischen Gesteinen der Balatongegend schon äusserst selten vor, ein solcher aber, welcher charakteristische Fossilien der levantinischen Stufe aufweisen würde, ist bisher unbekannt. Der Süsswasserkalkeinschluss selbst, ohne levantinische Fossilien ist daher wohl kein genügendes Argument

dafür, dass die obere Grenze der Basalteruption in das Oberpliozän oder auch in das untere Diluvium hinaufreicht. Denn die bisher von J. v. Böckh, L. v. Lóczy und mir gefundenen Süsswasserkalkeinschlüsse, wie ich das schon oben — auf Seite 132 — nachgewiesen habe, sind alle aus den basaltischen Gesteinsprodukten des zweiten und dritten Eruptionszyklus zum Vorschein gekommen. Da aber die kalkigen Süsswasserformationen schon den ersten Basalteruptionszyklus begleiten und diesem folgen konnten, so ist es ganz natürlich, dass Reste hiervon als Einschluss in die Produkte der zweiten oder dritten, d. h. der späteren Basalteruption geraten konnten, ohne dass diese dadurch für ein oberpliozänes Alter der Basalteruption einen Beweis liefern würden, kann ja doch z. B. ein solcher Kalksteineinschluss, welcher Congerien enthält, nach dem obigen für das oberpliozäne Alter der Basalteruption kein entscheidendes Argument bilden.

Die Behauptung, dass die obere Grenze der Basalteruption in das Oberpliozän oder in das untere Diluvium hinaufreicht, könnte nur dann auf Grundlage der Süsswasserkalkeinschlüsse als erwiesen betrachtet werden, wenn unter diesen Einschlüssen auch solche vorhanden wären, welche für die levantinische Stufe charakteristische Fossilien enthalten.

Das erste literarische Datum, welches auch in mir die Vermutung wachrief, dass sich die obere Grenze der Basalteruption eventuell bis in das Oberpliozän erstrecken kann, hängt mit einer älteren Beobachtung Stoliczkas, bezw. mit der neueren Beleuchtung des Alters des Schotters von Belvedere zusammen.

Stoliczka schrieb schon im Jahre 1863 in seinem, bereits oben angeführten Berichte „Übersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn“, dass er südwestlich von der Balatongegend, zwischen der Mur und der Raab, in der Umgebung der nahe der steierischen Grenze liegenden Gemeinden Vasdobra (Neuhaus) und Felsőlendva (Ober-Limpach) im Basalttuff Schottergerölle gefunden hat und was noch wichtiger ist als dieses, dass man in Neuhaus „am nordöstlichen Abhang des Hügels bei der Kirche den Basalttuff mit fussmächtigen Schichten von Schotter wechsellagern sieht, der mit Belvedere-Schotter vollkommen ident ist.[1] Wie sehr aber Schotterschichten ohne Fossilien oder irgendeinen äusserst charakteristischen Bestandteil irreführen können, wird weiter unten ersichtlich.

Solange man den Schotter von Belvedere, nach Schaffer,[2] auf jener falschen Grundlage, dass daraus die s. g. Fauna von Belvedere zum Vorschein gelangte, für pontisch hielt, spricht eben diese Beobachtung Stoliczkas dafür, dass die Basalteruption auch in der Umgebung von Vasdobra in der pontischen Stufe vor sich gegangen ist. Nach einer neueren Mitteilung Schaffers stellte es sich jedoch heraus, dass die s. g. Fauna von Belvedere an Hand der von Cžjžek noch im Jahre 1849 angefertigten und in der naturgeschichtlichen Abteilung des Wiener Hofmuseums aufbewahrten Originalzeichnung und Schrift nicht aus dem Schotter von Belvedere zum Vorschein gekommen ist, sondern aus der unteren Partie des unter der Schotterschicht lagernden, 5 Fuss mächtigen Quarzsandes, aus jenem Orte, wo der unter dem Quarzsand lagernde Tegel in den Quarzsand übergeht.

Nachdem die Fauna von Belvedere also nicht aus dem Schotter, sondern etwa 5 Fuss tiefer aus dem Quarzsand stammt, kann auch die auf das

---

[1] Jahrb. d. k. k. Reichsanst. XIII. Bd. 1863. S. 21.

[2] Geologie von Wien II. u. III. T. Wien, 1906. S. 138, 155 u. f.

Alter des Schotters von Belvedere bezügliche Meinung eine Modifizierung erleiden. SCHAFFER selbst konnte das Alter des Schotters von Belvedere, weil er sich als fossilleer erwies, nicht bestimmen, unterscheidet darin aber zwei Terrassen: die Laaerberger und die Arsenalterrasse. R. HOERNES hat das Alter des für jünger gehaltenen Arsenaler Schotters auf Grund eines *Hipparion*-Zahnes, mit der Arnotaler Fauna in ein gleiches Alter gesetzt, dem älteren Laaerberger Schotter aber auf Grund der Lagerung das Alter der Ajnácsköer und Bribirer Fauna zugeschrieben. Damit wäre die ältere (Laaerberger) Terrasse des Schotters von Belvedere mit unserem *Mastodon arvernensis* und *Mastodon Borsoni* führenden Schotter, die jüngere (Arsenaler) Terrasse aber mit unserem *Elephas meridionalis* führenden Schotter gleichaltrig.

Wenn daher die HOERNES'sche Annahme richtig ist und wir auch jene Behauptung STOLICZKAS akzeptieren, dass in Vasdobra (Neuhaus) der mit dem Basalttuff wechsellagernde Schotter mit dem Schotter von Belvedere identisch ist, so liegt die Vermutung nahe, dass in der Umgebung von Vasdobra die obere Grenze der Basalteruption in die levantinische oder ganz in die unterdiluviale Stufe hinaufgeht. Zur Begründung dieser Mutmassung ist auch jene (in der obigen Anmerkung erwähnte) Beobachtung L. v. LÓCZYS berufen, nach der im Basalttuff des Herczeghalom bei Sitke, die (implizite für oberpliozän genommenen) Schottergerölle der Rábagegend und von Kemeneselja als Einschluss vorkommen, und diese Beobachtung bildet für ihn ein Hauptargument, dass die obere Grenze der Basalteruptionen im Oberpliozän oder im unteren Diluvium liegt.

Im Basalttuff von Sitke und Szergény fanden sich ebenfalls solche Schottereinschlüsse, so auch in der Balatongegend selbst an mehreren Orten z. B. im Basalttuff der Hügel bei Véndeg, des Bondoró, der Halbinsel Tihany usw. In den Basalttuffen der Hügel bei Véndeg kommt der Schottereinschluss stellenweise in solcher Menge vor, dass ich im VII. Abschnitte dieser Arbeit, bei der petrographischen Beschreibung der Basalttuffe, von den Basalttuffen der Véndeg-Hügel geradezu hervorhebe, dass die mitgerissenen sedimentären Gesteinsbruchstücke und unter diesen die Quarzschotter stellenweise über das vulkanische Material das Übergewicht erlangen. Diesen Schotter sprach ich jedoch für pontisch an, teils, weil auch schon J. v. BÖCKH von pontischem Schotter berichtet,[1] teils, weil in typisch pontischen Sanden bald spärlicher, bald dichter, grössere oder kleinere Schotter vorkommen, so am Fusse des Bondoró, in Schichten nahe von Mázoskút mit *Congeria ungula caprae*, wie auch an der Lehne des Mátéhegy bei Szentbékálla und im Gödrösoldal der Halbinsel Tihany ebenfalls in einer *Congeria ungula caprae* führenden Schicht.

Die schönsten dieser Schottereinschlüsse sind aber in Szentbékálla zu sehen. Diese Lokalität wurde von L. v. LÓCZY entdeckt, der mich dann mit TH. KORMOS im Interesse der Frage des levantinischen oder unterdiluvialen Alters der oberen Basalteruptionsgrenze Mitte November des Jahres 1908 hieher führte.

Neben den nördlichen Häusern von Szentbékálla und unter der Kirche breitet sich Quarzschotter aus, welcher in einer Schottergrube gut aufgeschlossen ist. Dieser Quarzschotter könnte einerseits petrographisch und andererseits weil in seinem Hangenden weder Ton noch Sand folgt, für levantinisch gehalten werden. Wenn man aber diesen Schotter für levantinisch halten konnte, dürfte auch vorausgesetzt

[1] Angeführtes Werk II. Teil, S. 99, 101 und die geol. Karte des Bakony.

werden, dass darin — wenn in seiner Nähe Basaltprodukte vorhanden waren und die Basalteruption schon in der pontischen Stufe begonnen hat, auch Basaltschotter vorkommen muss. Basaltschotter konnten wir aber trotz der sorgfältigsten Untersuchung nicht finden. Diese Tatsache aber und der Umstand, dass über diesem Schotter Basalttuff lagert, wies darauf hin, dass der Basalttuff jünger ist als diese Schotterschicht. Das schien offenbar zu Beweisen, dass dieser hangende Basalttuff, nachdem der Schotter für levantinisch betrachtet wurde, oberpliozänen oder vielleicht schon unterdiluvialen Alters sei. Noch klarer schien auf diese Folgerung jene Tatsache zu deuten, dass Ludwig v. Lóczy uns im Basalttuff eine kopfgrosse Schotterkonkretion zeigte, welche der petrographischen Verwandtschaft gemäss aus der vorher erwähnten Schotterschicht herstammte, und dass es sich hier um einen gelegentlich der Eruption in den Basalttuff geratener Einschluss handelte, bewiesen zweifelsohne die darauf wahrnehmbaren Röstungsspuren. Da ich aber meinerseits das oberpliozäne Alter der liegenden Schotterschicht bezweifelte, sind wir in der Richtung des an der Westseite dieses Hügelrückens befindlichen Bachgrabens hinuntergegangen um das Liegende dieses Schotters zu suchen. Bald hatten wir die Liegendpartieen in Form von hellem Quarzsande gefunden Mit diesem petrographisch vollständig übereinstimmenden Quarzsand hatten wir schon einen Tag vorher nordwestlich von Lesenczeistvánd in einem neuen Aufschluss des Ziegelschlages des Meierhofes Uzsa gesehen. Hier aber liegt auf der hellfarbigen im Quarzsande eingeschlossenen Schotterbank unmittelbar ein bläulicher (an der Luft gelb werdender) Lehm, aus welchem ich noch im Jahre 1904 Schalen der schon oben (Seite 43) angeführten Fossilien u. zw.

Congeria Cžjžeki M. Hörn.[1]
» *Partschi,* Cžjžek,
» *subglobosa* Partsch,
Limnocordium Penslii Fuchs sp. und
Valenciennesia Reussi Neum.

sammelte. Damit stellte es sich heraus, dass man diese Schotterschichte, welche im Becken zwischen Szentbékálla—Köveskálla, wie auch im Becken von Tapolcza sehr verbreitet ist und stellenweise zu Konglomerat wurde, ihrer stratigraphischen Lage nach und hauptsächlich auf Grund der in ihrem unmittelbaren Hangenden gefundenen Fossilien nach der Halaváts'schen Einteilung zwischen die unteren und mittleren, nach der Einteilung Lőrentheys aber zwischen die unteren und oberen pontisch-pannonischen Schichten setzen muss.

In Szentbékálla umschloss der Basalttuff daher zweifelsohne eine p o n t i s c h e Schotterkonkretion.[2] Nachdem aber diese Schotterschicht — wie schon vorher erwähnt wurde — in der Balatongegend sehr verbreitet ist, bin ich davon überzeugt, dass die in den Basalttuffen der Hügel von Véndeg gefundenen reichlichen Schotter-

---

[1] *Congeria Cžjžeki* hat hier auch Th. Kormos in zwei Exemplaren gesammelt. Vergl. Lőrenthey: Beiträge zur Fauna u. str. Lage der pann. Schichten in der Umgeb. des Balatonsees. S. 21.

[2] Seiner Lagerung nach ist der Basalttuff von Szentbékálla mit den durch massenhaftes Auftreten von *Congeria Balatonica* und *Congeria triangularis* charakterisierten Schichten gleichaltrig, d. h. etwas älter als der Basalttuff von Tihany, welcher den oberen Teil dieser Schichten bildet. Ein Argument mehr

einschlüsse ebenfalls aus dieser pontischen Schotterschicht herstammen und aller Wahrscheinlichkeit nach auch die Schottereinschlüsse des Basalttuffs von Sitke und Szergény, wie auch jenes von Vasdobra-Lendva, beziehungsweise auch die mit dem Vasdobraer Basalttuff von Vasdobra abwechselnden Schotterschichten hieher gehören. Auch dürfte nicht ausgeschlossen sein, dass die Laaerberger Terrasse des Schotters von Belvedere, die gleichfalls auf Quarzsand lagert und in der nach einigen Autoren[1] auch congerienführende Quarzsandlinsen vorkommen, nicht levantinisch, sondern pontisch und vielleicht mit den in Rede stehenden Schotterschichten der Balatongegend gleichaltrig ist.

Da alle für das obere Pliozänalter angeführten Argumente nicht völlig stichhaltig erscheinen, halte ich es, solange wir nicht einen solchen Aufschluss finden, wo man ganz klar und bestimmt sehen kann, dass der Basalttuff oder die Basaltdecke unmittelbar auf unterlevantinischem auch durch Leitfossilien charakterisiertem Sediment lagert, oder solange wir im Basalttuff oder Basalt keinen solchen Süsswasserkalkstein- oder Schotterkonkretion-Einschluss finden, welcher das levantinische Alter charakterisierende Fossilien enthält, nicht für genügend begründet, dass die obere Grenze der Basalteruptionen in ein bedeutend jüngeres Alter als das der *Unio Wetzleri* führenden Schicht, d. h. in das Oberpliozän oder gerade in das untere Diluvium versetzt werde.

---

für die Richtigkeit der Einteilung des Eruptionszyklus, nach welcher der Limburgit von Tihany das Produkt des letzten (III.) Eruptionszyklus ist. (Vergleiche Seite 98 dieser Arbeit.)

[1] Vergleiche HOERNES R.: Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien, 1903. S. 994.

VERZEICHNIS DER FIGUREN.

Seite

Figur 1. Der Halomhegy von dem Csukrét bei Szentantalfa 17
„ 2. Profil des Fenyveshegy 18
„ 3. Der Szentgyörgyhegy von Nordost, von Lesenczetomaj aus gesehen 28
„ 4. Die E-lichen Basaltsäulen der NW-Lehne des Szentgyörgyhegy 29
„ 5. Die „Kőzsákok“ (Steinsäcke): die Basaltsäulen des Szentgyörgyhegy oberhalb des nordöstlich hinaufführenden Pfades 30
„ 6. Der Badacson von Osten aus mit der Ortschaft Badacsontomaj 32
„ 7. Das Eiserne Tor oder Steintor an der Nordostlehne des Badacson mit dem Gulács und dem Tótihegy 33
„ 8. Der Várhegy von Szigliget von Süden aus gesehen 34
„ 9. Der geneigt geschichtete, mit fossilführenden sarmatischen Mergelstücken erfüllte Basalttuff des Kemenczéspart bei Szigliget 35
„ 10. Der Gulács von Norden aus, vom Wege zwischen Gulács und Nemeskáptalantóti gesehen 36
„ 11. Der Basalthügel von Tótihegy von Nordwesten aus 37
„ 12. Der Gyulakeszihegy mit den Burgruinen von Csobáncz 39
„ 13. Der Hegyesd von Norden aus gesehen 40
„ 14. Der Haláp südlich von Tapolcza, links in der Ferne die Dolomitinsel des Balatonhegy, rechts der Agártető 41
„ 15. Die im südlichen Teile der Basaltgrube von Sarvaly aufgeschlossenen Basaltintrusionen im pontischen Tonmergel 44
„ 16. Der in dem Basaltbruch am Sarvaly aufgeschlossene Säulenbasalt. In der Nähe von Sümeg 45
„ 17. Die Hügelgruppe von Boglár vom Balaton aus gesehen 48
„ 18. Die Abtei von Tihany vom Echohügel aus gesehen 49
„ 19. Der Somlóhegy von Süden aus 53
„ 20. Die Südwestlehne des Somlóhegy 53
„ 21. Der Sághegy von Westen aus 54
„ 22. Quarzkörnchen mit Augit-Mikrolithenkranz aus dem Gesteine des Sátormál. 1 : 90 . . 66
„ 23. Graphikon des Basalgesteines des Tátika 73
„ 24. Graphikon des Gesteines des Tótihegy 73
„ 25. Graphikon des Feldspatbasalt-Gipfels des Tátika 82
„ 26. Rhombischer Piroxen mit monokliner Piroxenhülle aus dem Gesteine des Rekettyés. Zwischen gekreuzten Nikols. 1 : 33 84
„ 27. Graphikon des Limburgitoids des Rekettyés 86
„ 28. Graphikon des Limburgitoids des Mencshely 87
„ 29. Graphikon des Limburgitoids des Dióshegy auf Tihany 90
„ 30. Die Stelle der Basalte der Balatongegend im OSANN'schen Dreieck 93
„ 31. Die Stellen der basaltischen Gesteine der Balatongegend, des böhmischen Mittelgebirges und der Andes im OSANN'schen Dreieck 95
„ 32. Der Tátika von Westen, vom Meierhofe Hidegkút aus 98

Seite

Figur 33. Der Südabhang des Szentgyörgyhegy mit schlackigen Basaltbomben. Oberhalb der Mannesgestalt ist eine über 1 m lange Bombe sichtbar 103
„ 34. Eine grosse Bombe vom Szentgyörgyhegy. — *a)* von der Seite — *b)* von oben gesehen mit einer aufgesprungenen Gasblase. — Die Masse sind: Länge 60, Breite 40, Dicke 25 cm 104
„ 35. In Schlacke gefasste Bombe vom Szentgyörgyhegy mit Drehungsspuren 105
„ 36. Ausgehöhlte Bombe vom Szentgyörgyhegy mit einer aufgesprungenen Gasblase . . . 105
„ 37. An beiden Enden eingebogene Bombe vom Szentgyörgyhegy; im Besitze des Herrn Prof. Dr. KARL HECKMANN in Elberfeld. $^2/_3$ Grösse 106
„ 38. Kleine, an ihren Enden gedrehte Bombe vom Szentgyörgyhegy. Nat. Grösse 107
„ 39. Fingerförmiger, an den Seiten mit einem Kamm versehener Lavatropfen vom Szentgyörgyhegy. Nat. Grösse 107
„ 40. Aufgebrochene Bombe, welche eine schalige Drehung der Masse zeigt, vom Bondoró bei Kapolcs. $^1/_3$ Grösse 107
„ 41. Der geschichtete Basalttuff und die Breccie der Einsiedlerhöhlen auf Tihany 113
„ 42. Der Basaltdeyk des Várhegy bei Szigliget mit horizontalen Säulen 117
„ 43. Dampftrichter im Basaltdeyk des Várhegy bei Szigliget. 1 : 25 118
„ 44. Eckige Dolomitstücke und Süsswasserkalk enthaltender eruptiver Basalttuff unterhalb des Friedhofes von Pula 123
„ 45. Im ersten, nordwestlichen Steinbruche des Herczeghegy bei Sitke zwischen dem Basalttuff sichtbare pontische Gesteinstrümmer (die helleren Flecken) 125
„ 46. Der am Herczeghegy bei Sitke im ersten nordwestlichen Steinbruche aufgeschlossene Basaltkrater 126
„ 47. Ein aus der Basalteruption des Basalttuffsteinbruches herstammendes Exemplar von Herczeghegy bei Sitke, von der Seite gesehen 127
„ 48. Ein aus der Basalteruption des Basalttuffsteinbruches am Herczeghegy bei Sitke herstammendes Exemplar, im Durchschnitte. 128
„ 49. Basalttuffbänke am Westabhange des Óvár, in der Mitte der Halbinsel Tihany . . . 129
„ 50. Diskordant geschichteter lapilliführender kalkiger Basalttuff im westlichen Fusse des Óvár auf Tihany, neben der Landstrasse 130
„ 51. Basalttuffbänke am Apátihegy, im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany 131
„ 52. Die Umgebung der Weghöhe zwischen dem Tihanyer Külső- und Belsőtó mit in Basalttuff eingebetteten Einschlüssen von Phyllit, Lydit, permischem Rotsandstein, Wengener Kalkstein, Leithakalk und pontischem Mergel 132
„ 53. Aussicht von den Tihanyer Steinbrüchen in der Richtung des Belsőtó und auf die über diesen hinaus liegenden Geyserkegel 138
„ 54. Der Hálóeresztő-Wald auf der Halbinsel Tihany mit verstreuten Geyserkegeln 138
„ 55. Das „Aranyház“. Quellenquarzitkegel am südlichen Teile der Halbinsel Tihany mit dem Kis-Erdőhegy 189
„ 56. Der Csúcshegy im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany 189
„ 57. Quellenquarzit am Csúcshegy im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany, in seinem Inneren mit einer 5 m hohen domartigen Höhle 140
„ 58. Quarzitsprudelkegel am Kamme des Nagynyereg, im nördlichen Teile der Halbinsel Tihany 141
„ 59. In der steilen Rückwand einer Sandgrube erreichter eruptiver Basalttuff an der Lehne des Temetőhegy bei Boglár 146
„ 60. Die Stürze der Szarkádoldal bei Tihany von Süden aus. Oben fossile Blätter führender Süsswasserkalkstein mit schlammigen Sandsteintafeln. Unten chaotischer Basalttuff mit pontischen Fossilien 161
„ 61. Eine Partie des Absturzes der Szarkádoldal mit fossilführendem Basalttuff 162
„ 62. Die abgestürzte Wand der Szarkádoldal bei Tihany. Oben heller Süsswasserkalkstein, unten chaotischer, von Süsswasserkalk inkrustierter Basalttuff 162
„ 63. Fossile Austrocknungsspalten im Süsswasserkalksteine des Absturzes an der Szarkádoldal bei Tihany. *a)* Eine Schichtenfläche von oben. *b)* Dieselbe von der Seite . . 163

Seite

Figur 64. Während des Herabfliessens in Falten geworfener kalkiger Schlamm in fossilem Zustande; aus dem Liegenden des Kalktuffs der Szarkádoldal auf Tihany 164

„ 65. Die Gödrösoldal auf Tihany unter den Weingärten von Óvár 168

„ 66. Der Fehérpart auf Tihany mit dem Hügel Akasztódomb. 2·7 und 3·6 m von der Oberfläche ist je eine sumpfige Schichte mit verkohlten Partien eingefügt 174

„ 67. Der Fehérpart auf Tihany von Süden aus 175

Die Figuren 1, 3—14, 17—21, 32—39, 41—42, 44—60, 62—67 sind nach Dr. L. v. Lóczy's photographischer Aufnahme, die Fig. 2 nach Dr. L. v. Lóczy's Zeichnung, die Fig. 15—16 nach Dr. J. v. Cholnoky's photographischer Aufnahme, die Fig. 43 nach J. Kalmár jun. Zeichnung, alle übrigen Figuren nach Autors Zeichnung, photographischer und mikrophotographischer Aufnahme verfertigt.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

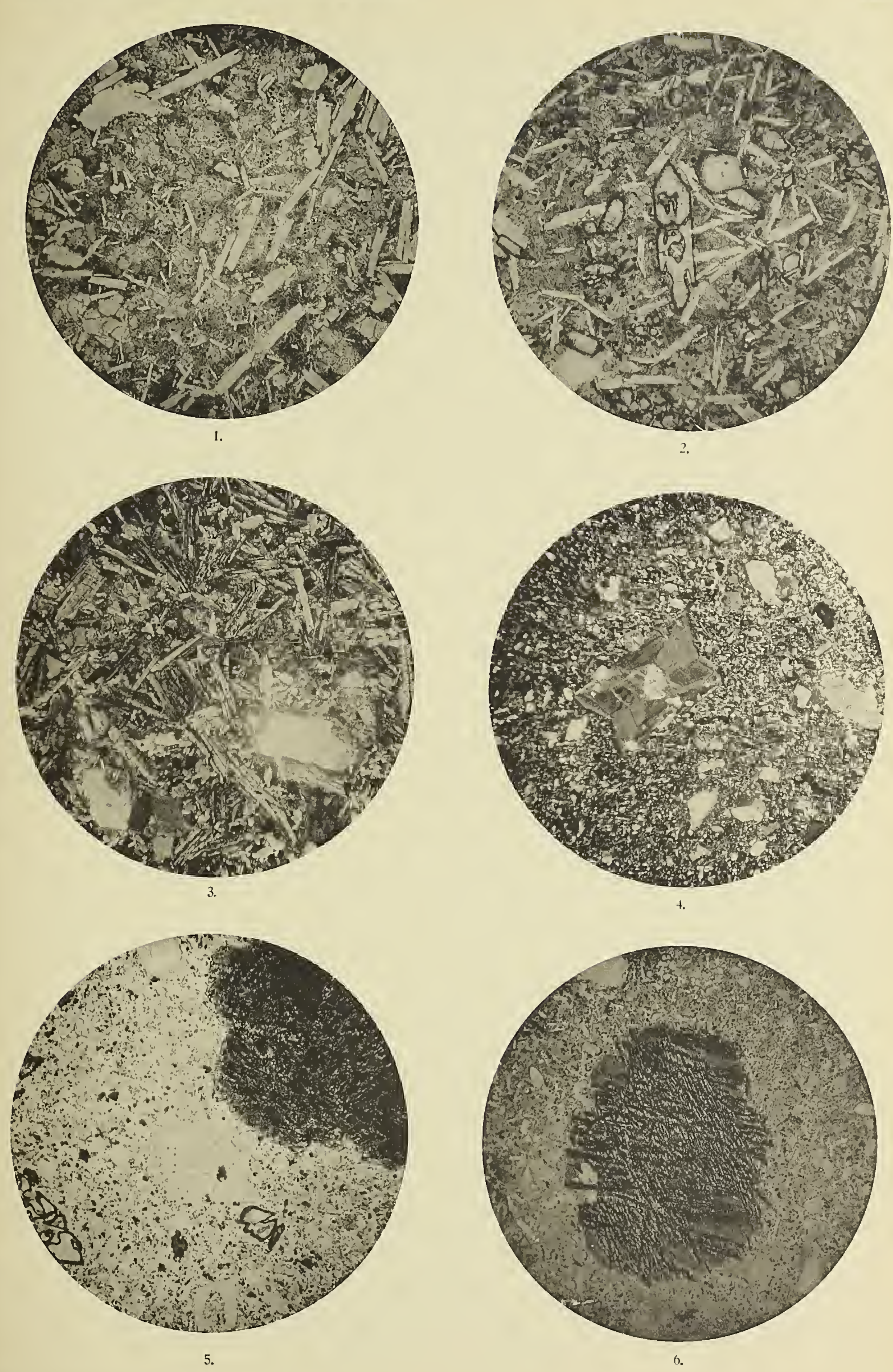
Einleitung 3
Literatur 5
I. Abschnitt. Die Basalttuffe und Basalte der Balatongegend im Landschaftsbild 7
II. Abschnitt. Die Tektonik der Balatongegend und das Auftreten von Basalt und Basalttuff in ihrem natürlichen Zusammenhang 11
III. Abschnitt. Die geologischen Verhältnisse der Basalttuff- und Basaltbildungen der Balatongegend 16
I. Die Basalttuff- und Basaltausbrüche der Umgebung von Nagyvázsony, Taljándörögd und Monostorapáti 16
II. Die Basalttuff- und Basaltbildungen des Beckens von Tapolcza—Szigliget . . . 27
III. Die Basalttuff- und Basaltbildungen der Umgebung von Zsid—Zalaszántó . . . 41
IV. Inselberge 46
V. Die Basalttuff- und Basaltbildungen der Umgebung des Kemenesalja 52
IV. Abschnitt. Die petrographische Beschreibung der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend 57
I. Magnetit-Ilmenit-Basanitoid 63
II. Ilmenit-Magnetit-Feldspatbasalt 74
III. Limburgitoid 83
IV. Limburgit 88
Anhang 91
V. Abschnitt. Die Blutsverwandtschaft der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend. Der Gang der magmatischen Differenzierung. Das relative Alter der Gesteinstypen 92
I. Die Blutsverwandtschaft der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend (consanguinity) 92
II. Der Gang der Differenziation 97
III. Das relative Alter der basaltischen Gesteinstypen der Balatongegend und deren Rolle beim Aufbau der basaltischen Berge 98
VI. Abschnitt. Die Basaltbomben der Balatongegend 102
VII. Abschnitt. Kurzgefasste petrographische Beschreibung der Basalttuffe der Balatongegend . . 110
VIII. Abschnitt. Postvulkanische Wirkung 134
IX. Abschnitt. Das Alter der basaltischen Eruptionen 143
1. Die Ansichten über das Eruptionsalter 143
2. Der Beginn der Eruption 149
3. Die Zeitdauer der Eruption 168
4. Die stratigraphische Lage der Basalteruptionsprodukte der Balatongegend unter den pliozänen Formationen Europas 177
Anhang: Gab es in der Umgebung des Balaton im Oberpliozän oder in der unteren diluvialen Stufe eine Basalteruption? 182
Verzeichnis der Figuren 188



TAFEL I.

ERKLÄRUNG ZU TAFEL I.

1. Basanitoid (Typus von Szigliget) aus dem Basalteile des Tátika. 25fache lineare Vergrösserung.
2. Basanitoid (Typus vom Tótihegy) vom Förtés-(oder Fertős-)hegy. 40fache lineare Vergrösserung. In der Mitte mit korrodiertem Olivin.
3. Feldspatbasalt (Typus vom Kabhegy) von der Schlossbergkuppe des Tátika; zwischen gekreuzten Nikols. 25fache lineare Vergrösserung.
4. Rhombischen Pyroxen führender Limburgitoid vom Rekettyés zwischen gekreuzten Nikols. 30fache Vergrösserung.
5. Biotit-Hornblendelimburgitoid aus der Nähe von Mencshely. 60fache Vergrösserung. Rechts ein Amphibol.
6. Resorbierte (zu Rhönit? umgewandelte) Hornblende vom Öreghegy bei Mindszentkálla. 40fache Vergrösserung.



1. 2. 3. 4. 5. 6.

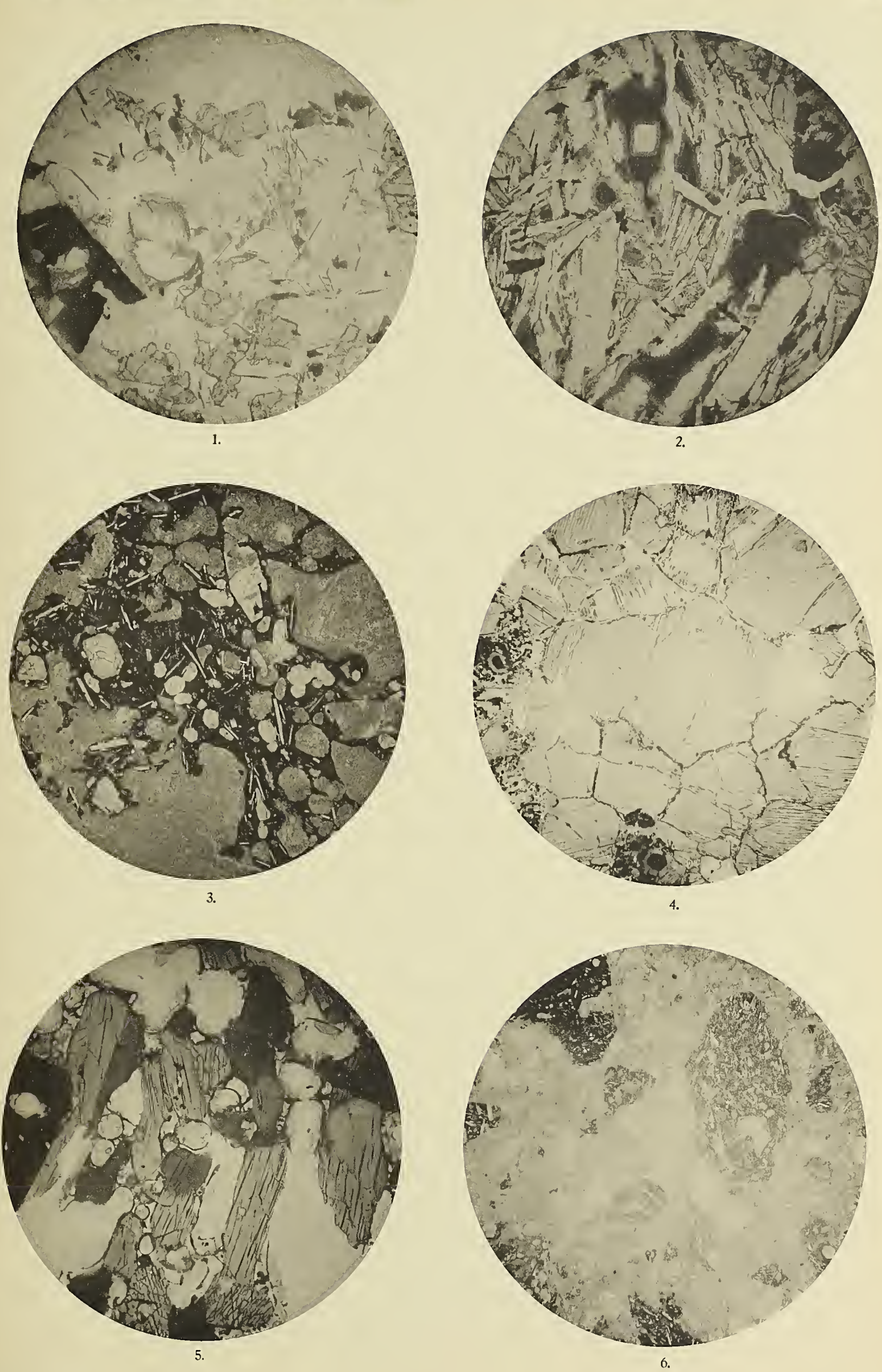
Phot.: Vitális.



TAFEL II.

ERKLÄRUNG ZU TAFEL II.

1. Durchscheinende Ilmenit-(Rhönit-?)fetzen im Gesteine des Szebike. 100fache Vergrösserung.
2. Ilmenitflächen mit durchscheinendem (rhönitartigem) Rande aus dem Basanitoid von Szigliget.
3. In Kalkstein eingedrungener Basanitoid vom Hegyesd. 25fache Vergrösserung.
4. Olivinführende Bombe aus dem Basalttuff von Szigliget. 25fache Vergrösserung.
5. Hornblendeführende Bombe aus dem Basalttuff von Boglár. 25fache Vergrösserung.
6. Basalttuff von der Halbinsel Tihany. 20fache Vergrösserung.



1. 2. 3. 4. 5. 6.

Phot.: Vitális.



III.



PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

DER ÄLTEREN ERUPTIVGESTEINE

SOWIE EINIGER

SEDIMENTE AUS DEM BAKONYER WALDGEBIRGE.

VON

Dr. FRANZ SCHAFARZIK.



EINLEITUNG.

Anlässlich der eingehenden geologischen Reambulierung der Umgebung des Balatonsees, stiessen die Mitarbeiter der Balaton-Commission der Ungar. Geograph. Gesellschaft ausser den Basalten auch noch auf die Spuren anderer Eruptivgesteine, die jedoch infolge ihrer geringen Verbreitung von keiner geomorphologischen Bedeutung sind, da sie bloss schwache Intrusionen, oder aber Tuffe und Gerölle zwischen den Sedimenten darstellen.

Trotzdem ist es nicht ohne Interesse, dass die älteren Ablagerungen der Balaton-Gegend, von den Phylliten ungewissen Alters an bis zu den Tridentinus-Schichten der mittleren Trias, in mehreren Horizonten ein porphyrisches eruptives Material enthalten. Ebenso ist es ein bemerkenswertes Moment, dass auch die im Bakonyer Walde so weit verbreiteten miozänen (mediterranen) Schotterkonglomerate, Andesit und Dazitgerölle führen.

Diese Spuren vulkanischer Tätigkeit der Trias, sowie der jüngeren Tertiärzeit bringen den Bakonyer Wald in noch nähere Beziehungen zu den Süd-Alpen, woselbst wenigstens in Südtyrol, sowie in den Vicentinischen Alpen die vulkanische Tätigkeit in der mesozoischen Zeit, sowie im Alttertiär mächtige Relikte hinterlassen hat.

Quarzporphyr aus der Phyllitformation entlang des Balatonsees im Zalaer Komitate.

Zwischen Alsóörs und Lovas von den Sugatag und Szerdahely genannten Anwänden.

1. **Felsitischer Quarzporphyr.** Ein gelbliches, einem Quarzitschiefer ähnliches Gestein, dessen Flächen von serizitischen Membranen überzogen sind, doch erkennt man schon mit blossem Auge in der dichten Grundmasse einzelne Feldspäthe auf Grund ihrer charakteristischen Spaltungsflächen.

Unter dem Mikroskope tritt uns vor Allem die felsitische Grundmasse vor Augen, welche aus einem durchaus körnigen Gemenge von kleinen Quarz und Feldspatkörnern besteht. Etwas spärlicher beteiligen sich am Aufbau der Grundmasse grünliche Chloritschüppchen.

Porphyrisch ausgeschiedene Gemengteile sind: Quarz in Form einzelner abgerundeter Körner, ferner denselben an Quantität übertreffend Feldspat u. zwar zum Teil Orthoklas, überwiegend jedoch Plagioklas. Letzterer ist noch ziemlich gut erhalten, und haben sich in demselben nur wenig Serizitschüppchen angesiedelt.

Ein das Gestein durchziehender Spalt ist durch eine Schichte von Serizitschuppen ausgefüllt.

Porphyrisch ausgeschiedene farbige. Gemengteile sind im Dünnschliff nicht vorhanden.

Auf Grund der nachgewiesenen Gemengteile und deren Strukturverhältnisse entspricht dieses Gestein einem an porphyrischen Ausscheidungen armen *Quarzporphyr.*

2. **Quarzporphyr.** Dieses Gestein hat makroskopisch betrachtet eine fast granitartig körnige Struktur. Das Vorhandensein einer Grundmasse ist erst im Dünnschliff wahrnehmbar, wo sich dieselbe stark körnig erweist. Die reichlich vorhandenen porphyrischen Gemengteile sind korrodierter Quarz, ferner Orthoklas und Plagioklaskristalle in ziemlich frischem Zustande. Der Biotit hingegen ist teilweise entfärbt, und ein kleiner Teil desselben ist chloritisiert.

Ausserdem sind feine Serizitschuppen in den Feldspaten und in der Grundmasse vorhanden.

3. **Quarzporphyr.** Das Gestein ist von Quarzadern durchsetzt. In der felsitischen Grundmasse sind Quarz, Orthoklas und Plagioklas Kristalle porphyrisch ausgeschieden.

Grössere Biotit-Tafeln haben die Reihe der Phanerokristalle ursprünglich ergänzt, doch sind dieselben jetzt muskovitartig entfärbt. Chlorit findet sich nur

untergeordnet, sekundäre Serizitschuppen und Quarzkörnchen hingegen sind in grosser Anzahl vorhanden.

4. **Quarzporphyr zwischen Alsó-Örs und Lovas.** Dem Vorigen ähnlich, jedoch gepresst. Der Dünnschliff zeigt mikroskopisch untersucht eine ausgezeichnete kataklastische Struktur. Die Gemengteile sind übrigens dieselben, wie im letzterwähnten Gestein. Als Neubildung ist viel Serizit vorhanden.

5. **Quarzporphyr.** Ziemlich grobkörnig, in Verwitterung begriffen. Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur ausgezeichnet porphyrisch.

In der felsitischen Grundmasse sind als porphyrische Gemengteile ausgeschieden: Korrodierte und teilweise resorbierte Quarzkörner, grössere Orthoklas und Plagioklas Kristalle, endlich brauner Glimmer, welch letzterer grösstenteils schon in grünlichen Chlorit verwandelt ist. Der Glimmer ist zweifelsohne in Folge einstigen Druckes stark zerknittert.

Pyrit, teilweise schon zu Limonit verwandelt, findet sich in einzelnen Körnern eingesprengt.

Quarzporphyr. Ein schmutziggelbes, fast grobkörniges Gestein, im Dünnschliff betrachtet ein typischer Quarzporphyr.

In der felsitischen Grundmasse sind Quarzkörner vorherrschend. Die porphyrischen Gemengteile sind gross, und korrodiert.

In erster Linie ist der Quarz zu erwähnen, doch ist auch Orthoklas und Plagioklas reichlich vorhanden. Der Biotit ist stellenweise noch ziemlich gut erhalten, doch häufig ist er nur mehr durch seine Umrisse angedeutet, während er selbst meistens in Chlorit verwandelt, und von Epidotkristallen oder -körnern, und Rutilnädelchen umgeben ist.

Quarzporphyrgerölle aus den Konglomeraten des permischen roten Sandsteines entlang des Balatonseeufers im Komitate Zala.

Felsitischer Quarzporphyr vom Gipfel des Örsihegy in Badacsony-Tomaj. In der dichten, dunkelvioletten Grundmasse zeigen sich dem blossen Auge nur einzelne, gelblich weisse, glanzlose Feldspate sporadisch eingestreut.

Unter dem Mikroskop betrachtet, erweist sich die aus einem felsitisch-körnigen Gemenge von Feldspat und Quarz bestehende Grundmasse voll bräunlichroter Körner, welche aus Limonit- und Hämatitartigen Eisenverbindungen bestehen (Ferrite). Der ganze Dünnschliff erscheint von diesen Körnern und deren Anhäufungen ganz bunt und wird auch die Farbe des Gesteins im Ganzen durch diese zweifelsohne sekundären Ausscheidungen bestimmt.

Porphyrisch ausgeschieden sind einzelne korrodierte Quarz- und Feldspatkörner. Sowohl die grösseren Feldspate, als auch die Feldspatkörner der Grundmasse sind Orthoklase; von Plagioklasen ist keine Spur vorhanden. Den Ferritanhäufungen nach zu urteilen, dürfte ursprünglich irgend ein farbiger Gemengteil (Amphibol ?) vorhanden gewesen sein, welcher jedoch gänzlich resorbiert wurde.

a) *b*) **Zwei rote, felsitische Quarzporphyrgerölle aus dem Steinbruche bei Kőcsitó in Alsóörs.** In der dichten, felsitischen Grundmasse sind makroskopisch nur einzelne Quarzkörner sichtbar.

Unter dem Mikroskop erkennt man in der hauptsächlich aus Feldspatkörnern zusammengesetzten felsitisch-körnigen Grundmasse grössere Quarzkörner, an welchen jene wohlbekannten, für die magmatische Resorption so charakteristischen Einbuchtungen ausgezeichnet zu beobachten sind. Der Raum einzelner Feldspatkrystalle ist nur mehr durch kaolinische Zersetzungsprodukte erfüllt, und auf diesen Umstand ist es zurückzuführen, dass die sonst glatte Oberfläche der Gerölle von kleinen Grübchen bedeckt ist. Von Plagioklas ist keine Spur vorhanden. Grössere und kleinere, teils schwarze, teils braune oder blutrote opake Körnchen bestehen aus Eisenverbindungen.

Palaeozoische Gesteine von den Balatongestaden in den Komitaten Veszprém und Zala.

Diabas-Grünschiefer vom NW-lichen Fusse des Mogyoróshegy zwischen Szt.-István und Litér. Ein Gestein mit mattgrüner Grundmasse und mikroskopisch schieferiger Struktur, in welchem der Schichtung entsprechend kleinere und grössere dunkelgrüne Chloritflecken sichtbar sind. Ausserdem sind im Gestein Linsen und Adern von weisslichen Kalzit-Ausscheidungen vorhanden, deren Auslaugung blatternarbenähnliche Grübchen auf der Oberfläche der Exemplare zur Folge hat.

Unter dem Mikroskop löst sich die Grundmasse in ein dichtes Aggregat von hellgrünen Aktinolith-Nadeln und grünen Chlorit-Schuppen auf. Der Pleochroismus des Aktinolith ist kaum merklich, sehr charakteristisch ist hingegen an den zerfetzt, ohne Terminalflächen endigenden Krystallen die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach dem Prisma, — und im polarisierten Lichte die Extinktion von 17—18° zu beobachten. Mitunter finden sich im Dünnschliff Querschnitte durch einzelne dickere Nadeln, an welchen dann die den Amphibolen eigenen Prismenwinkel, ferner die gerade Extinktion in den Richtungen der Axen *a* und *b* ins Auge fallen. Des weiteren sind hie und da vereinzelnte Zwillinge nach *a* (100) im mikroskopischen Bilde anzutreffen.

Die grünlichen Schuppen des Chlorit zeigen deutlichen Pleochroismus und gerade Extinktion, und sind zwischen gekreuzten Nicols durch eine schwach lavendelblaue Farbe gekennzeichnet.

In den Aktinolith-Chlorit Aggregaten sind viele gelbe Epidotkörner vorhanden.

Der Chlorit ist auch in Form von Ausfüllungspseudomorphosen an Stelle einzelner grosser, porphyrisch eingestreuter Gemengteile anzutreffen, welch letztere nach einigen im Inneren solcher Pseudomorphosen zurückgebliebenen Fetzen zu urteilen, ursprünglich Augite gewesen sein dürften.

Die Extinktion dieser Augitüberreste war in einem Falle nahezu $//c$ gleich 33°. Einzelne noch unversehrte Augitkörner sind übrigens sporadisch auch in der Grundmasse anzutreffen.

In den Dünnschliffen der Exemplare Nr. 4 und 5 ist die grosse Anzahl der nach *b* (010) tafeligen Plagioklaskrystalle auffällig, welche sich in den leistenförmigen Durchschnitten aus der Zone 100, 101 als polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz erweisen. Diese Durchschnitte löschen zur Zwillingsebene gemessen unter einem sehr kleinen Winkel aus, woraus mit grosser Wahrscheinlichkeit auf Oligoklas zu schliessen ist.

Des Weiteren sind noch schwarze, opake Magnetitkörner und schmutzigweisse Leukoxenknäule, — wahrscheinlich aus ursprünglich vorhanden gewesenen Titaneisenkörnern entstanden, — als Gemengteile zu erwähnen.

Das Gestein zeigt typisch die sog. ophitische Struktur.

Auf Grund all dieser Resultate ist es klar, dass wir es hier mit einem zu Grünstein verwandelten schieferigen Diabas zu tun haben.

7. **Phyllit von der Szerdahely genannten Anwand der Gemeinde Lovas.** Ein serizitisch-fillitischer Schiefer. In senkrecht zur Schieferung hergestellten Dünnschliffen mikroskopisch untersucht zeigt sich das Gestein aus parallelen, und aus sich verzweigenden, dann sich wieder vereinigenden Serizitschnüren und zwischen ihnen eingeschlossenen körnigen Quarzlinsen aufgebaut.

Dem farblosen, oder blassgrünlichen Serizit sind untergeordnet einzelne Chloritschuppen beigemengt.

6. **Feinkörniger, schieferiger Sandstein von Alsóörs.** Die Spaltungsflächen des bräunlichgrauen Sandsteins sind von weisslichem Serizit überzogen. Einige weisse Quarzadern durchziehen schräge zur Schieferung verlaufend das Gestein, welches sich unter dem Mikroskop aus gleichmässig kleinen, abgerundeten Quarzkörnchen, und beigemengten Serizitschuppen aufgebaut erweist. Sporadisch kommen auch einzelne grössere Biotitplättchen vor, welche zum teil schon in Chlorit verwandelt sind.

10. **Arkosen Sandstein von der Sugatag genannten Anwand zwischen Lovas und Alsóörs.** Das grünliche, gut geschichtete unverkennbar klastische Gestein, zeigt im Dünnschliff durch Reibung abgerundete Quarz-, Orthoklas- und Plagioklaskörner, ferner Stückchen von Quarzpoiphyr. Die Grundmasse, welche die Gemengteile verkittet, besteht teils aus feinem, körnigen Ouarzit, teils aus einer grünlichgelben serpentinartigen Substanz. An letztere schliessen sich häufig grünliche Chloritschüppchen an, während sich die ebenfalls vorhandenen kleinen Serizitschüppchen hauptsächlich auf Unkosten der Orthoklaskörner gebildet haben.

9. **Weiss und dunkel gestreiftes Quarzitgestein aus dem Phyllit in der Gegend bei Alsóörs, — unterhalb der Gemeinde.** Sowohl die weissen, als auch die dunkeln Bänder erweisen sich unter dem Mikroskop aus feinkörnigem Quarzit bestehend, doch sind die letzteren voll brauner Limonitkörner, deren Anwesenheit sie unzweifelhaft ihre dunkle Färbung verdanken. Feine Muscovitschüppchen, als Neubildungen sind in der ganzen Gesteinmasse überall vorhanden.

Harte Zwischenlage im Phyllit aus der Brückenfundamentierungsgrube bei der Eisenbahnstation Alsóörs.

Die Flächen der kaum fingerstarken dünnen Lage ist von kleinen Schuppen weissen Glimmers und von serizitischen Häutchen bedeckt.

Die Hauptmasse dieser kleinen Schichte ist im Allgemeinen grau, doch ist dieselbe zumeist durch Limonit braun gefärbt. In ihrer feinkörnigen Masse erkennen wir mit einer guten Lupe zahlreiche kleine Quarzkörner und dazwischen weisse Glimmerschuppen. Im Dünnschliffe unter dem Mikroskope vermissen wir in der Struktur des Gesteines nicht nur eine für Eruptivgesteine charakteristische Ausscheidungsreihe, sondern wir erkennen im Gegenteil ein psammitisches Gefüge,

nämlich in der Hauptmasse des Gesteines einzelne grössere abgerundete Quarztrümmerkörner, welche durch ein aus weissem Glimmer und aus braunen Verwitterungsprodukten bestehenden Zement zu einem festen Ganzen verkittet worden sind. Die grösseren Quarzkörner scheinen stellenweise deutlich weiter kristallisiert zu sein und in solchen Fällen sind dieselben von einer dünnen Quarzhülle umgeben, die ganz rein ist und in welche sich die Schnüre der Gasinterpositionen des zentralen Kornes nicht hinein erstrecken. Die Schuppen und Bündel des weissen Glimmers sind grösstenteils gebogen, und besonders scheinen die winzigsten Schüppchen dieses Minerals neuerer Entstehung zu sein. Zwischen ihnen befinden sich ganze Schwärme von schwarzen opaken Kohlesubstanzkörnchen. Ausserdem erblickt man noch hie und da einzelne kleine braune Kristallbruchstückchen, die eventuell Rutile sein dürften. Endlich wären noch braune limonitische Flecke zu erwähnen, deren Ursprung näher nicht zu bestimmen ist.

Alles in Allem haben wir es in diesem Falle mit einem derartigen paragenetischen, glimmerigen Quarzit zu tun, welcher aller Wahrscheinlichkeit nach aus einer einstigen Sandschichte oder einer Sandsteinlinse entstanden sein mochte.

Besondere Varietäten des permischen roten Sandsteines und Konglomerates an den Balatonseegestaden.

Azurit und Malachit führender Sandstein aus dem neben dem Nádaskút bei Csopak befindlichen Eisenbahneinschnitte.

Ein poröser, rauhflächiger, mittelkörniger Sandstein. Die zusammensetzenden Quarzsandkörner erreichen durchschnittlich eine Grösse von 0·5—1·0 mm. Unter ihnen befinden sich gelblichweisse oder rötlichweisse, milde Steinmarkpartikel, woraus man wohl auf die einstige Anwesenheit von Feldspaten schliessen darf. Dieser Sandstein kann daher als ein einstiger Arkosen Sandstein bezeichnet werden. Die Farbe des Gesteines ist zufolge des mehr weniger intensiv auftretenden Eisenoxidhydrates lichtbraun, resp. fleckenweise dunkler braun. Noch mehr gewinnt dies Gestein an Interesse, dass sich entlang der Risse, sowie in einzelnen Hohlräumen azurblaue Tupfen und Überzüge, sowie ferner rein grüne radialfaserige Rosetten befinden, die bei der Berührung mit *HCl* lebhaft aufbrausen und ausserdem alle die charakteristischen Reaktionen von *Cu* deutlich aufweisen. Diese zwei Mineralien: der Azurit und der Malachit sind in diesem Sandsteine zweifelslos sekundärer Entstehung, während es mir nicht gelang in den mir vorliegenden Handstücken etwas von dem einstigen primären Mineral aufzufinden. Es ist nicht ausgeschlossen, dass dasselbe in einer benachbarter Formation enthalten war und von dorther durch zirkulierende Wässer in Form von Hydrokarbonaten in den in Rede stehenden Sandstein hinein zu langt.

Baryt führender konglomeratischer roter Sandstein vom Gipfel des Öreghegy bei Felsőörs.

In einem braun-roten, stark eisenschüssigen konglomeratischen permischen Sandstein befindet sich eine schmutzigweisse, grobspatige Masse von besonders hohem spezifischen Gewicht, die sofort als **Baryt** zu erkennen ist. Trotzdem, dass

in dieser Masse freie Kristalle nicht entwickelt sind, kann man doch die beiderlei Spaltungsrichtungen, nämlich nach dem Prisma (110) und nach der Basis (001) erkennen. Die Härte desselben beträgt 3·5, seine Dichte 4·538. In der Flamme dekrepitiert seine Masse, schmilzt jedoch hierauf leicht zu einer Perle, wobei die farblose Flammen vom *Ba* grün gefärbt wird. Mit dem Spektroskop untersucht gewährt diese Flammenfärbung das bekannte *Ba*-Spektrum. Auf Kohle mit Soda zusammen geschmolzen ergibt sich Hepar, so dass auf diese Weise alle für den Baryt charakteristischen Eigenschaften kontrollierbar waren.

Baryt kommt wohl zumeist als Gangmineral vor, seltener jedoch ist dieses Mineral in den kristallinischen Schiefern (z. B. bei Mehádia) oder in Sedimenten anzutreffen und von diesem Standpunkte aus gehört das vorliegende derbblätterige Vorkommen im konglomeratischen permischen Sandsteine zu den weniger gewohnten Erscheinungen.

Dieses Mineral kommt auch in dem anlässlich des Bahnbaues eröffneten Steinbruche vor.[1]

Dolomitischer Sandstein von der Grenze des permischen roten Sandsteines und der Werfener Schichten.

Dolomitischer Arkosen-Quarzsandstein aus dem Tal bei Litér. Das rötliche feinkörnige Gestein zerfällt mit Salzsäure begossen unter ruhigem, aber anhaltendem Brausen in einzelne Sandkörner. Unter dem Mikroskop erblickt man, besonders bei gekreuzten Nicols, eine prächtige Brekzienstruktur. Das Zement, welches die grösseren Mineral- und Gesteintrümmer verkittet, ist ein körniger Dolomit.

Die Komponenten der Brekzie sind überwiegend einheitliche Körner und Splitter von Quarz, doch kommen auch Trümmer eines feinkörnigen und sogar eines serizitischen Quarzgesteins vor. Etliche dieser einheitlichen Quarzkörnern zeigen undulierende Auslöschung.

Auch Feldspatkörner sind in dieser Mikrobrekzie enthalten, u. zwar liessen sich ein Bruchstück eines Orthoklaszwillings nach dem Karlsbader Gesetz, und zwei Mikroklinsplitter mit der charakteristischen Gitterstruktur im Dünnschliff entdecken.

Vereinzelnte kleine Muskovitplättchen sind ebenfalls im Gestein vorhanden.

Ausserdem sind mehrere limonitisch veränderte, näher nicht zu bestimmende Mineral- und Gesteintrümmer in der Brekzie anzutreffen, darunter solche, welche auf ursprünglichen Biotit zurückzuführen sind.

Dolomitischer Sandstein bei Csopak, unterhalb der Gemeinde Révész. Dem Früheren ähnlich, doch mit sehr stark vorherrschenden dolomitischen Zement. Die Gemengteile sind auch in diesem Falle eckige Quarz und Quarzitkörner, auch spärlicher Feldspat und Muskovit.

Obzwar in diesem Gestein der dolomitische Zement vorherrscht, ist dasselbe mit Rücksicht auf seine Genese trotzdem als Sandstein zu bezeichnen.

---

[1] Ich habe auch in der Nähe von Zánk im Zalaer Komitate im rotem Sandsteine Baryt angetroffen. — Lóczy.

Gesteine eruptiver Abstammung zwischen den Schichten der mittleren Trias in der oberen Balatongegend.

12. **Ein kalkiger Diabastuff aus dem Trachyceras Reitzi Horizonte im Arácstale.** Grünlichgraues, dichtes Trümmergestein, an dessen Oberfläche jedoch die einzelnen Splitter und Körner erst nach Behandlung mit Salzsäure deutlicher hervortreten. Die Trümmer haben verschiedenes Aussehen, mit der Lupe betrachtet fallen besonders gewisse grünliche Tüpfchen ins Auge.

Bei mikroskopischer Untersuchung des Dünnschliffes, lässt sich die überwiegende Mehrzahl der Bruchstücke auf ein diabasartiges Erüptivgestein zurückführen. Die meist fluidal angeordneten mikrolithischen Feldspatleistchen sind in den eckigen Gesteinbruchstückchen noch ganz deutlich zu beobachten, die eventuell vorhanden gewesenen Pyroxene und die Grundmasse sind jedoch vollkommen in Chlorit verwandelt, welch letzterer den Gesteinkörnern in einfachem Lichte eine grünliche, zwischen gekreuzten Nicols eine bläuliche Färbung verleiht. Ein Teil der Bruchstückchen ist limonitartig braun gefärbt, was ohne Zweifel einer weiteren Zersetzung des Chlorits zuzuschreiben ist. Auf Grund all dieser Beobachtungen kann man die bisher besprochenen eckigen Gemengteile mit Sicherheit als Bruchstückchen einer dichten Diabasart bezeichnen.

Ausser diesen sind noch einige grössere, weniger dekomponierte Plagioklaskörner, sowie hie und da ein Epidotkörnchen in dieser Mikrobrekzie anzutreffen. Auch ein grösseres Kalzitkorn fand sich vor, welches höchstwahrscheinlich durch sekundäre Ausfüllung einer kleinen Geode entstanden ist. Zum Schlusse muss noch erwähnt werden, dass die Grundmasse des Gesteins aus Kalziumkarbonat besteht, dessen feinkörnige, zwischen gekreuzten Nicols lebhaft irisierende Massen überall die Zwischenräume der übrigen Gemengteile ausfüllen.

Alles in Allem ist dieses Gestein als ein Diabastuff mit kalkigem Zement zu betrachten.

Pietra Verdit von Arács. Der vorliegende Dünnschliff verrät deutlich die mikrokonglomeratische Struktur des Gesteins. Nahezu gleichförmige, zwischen $^1/_4$—1 mm Grösse schwankende Gesteinstückchen sind dicht eingelagert in eine aus farblosen, stark lichtbrechenden Kalzitkörnern bestehende Matrix, welch letztere sowohl die rhomboëdrischen Spaltungslinien, als auch die Zwillingslamellen nach $-{}^1/_2 R$ sehr gut beobachten lassen. Die abgerundeten Einschlüsse, welche in diesem Zement eingebettet liegen, sind ausnahmslos Bruchstückchen eines Eruptivgesteins. Manche unter ihnen lassen Plagioklasmikrolithe und zwischen den Gemengteilen eine braune, glasige Grundmasse unterscheiden. Die Plagioklase sind meist aus blos zwei Individuen zusammengesetzte Zwillinge und haben die Form von dünnen Leisten mit splitterigen Enden. Kleine, oder mittlere Auslöschungswerte sind charakteristisch für dieselben. Ausserdem sind auch schwarze, opake Magnetitkörner vorhanden. Hie und da sind einzelne Blasenräume durch weisse und grünliche sekundäre Ausscheidungen ausgefüllt. In anderen Gesteinkörnern dominieren die Blättchen einer hellgrünlichen, kaum pleochroitischen Chloritgattung. Diese Blättchen haben schwache Licht- und Doppelbrechung und sind durch eine bläuliche Polarisationsfarbe gekennzeichnet.

Zwischen den Chloritblättchen sind viele Limonit oder hämatitartige Tüpfchen, ja sogar gänzlich schwarze, opake Erzausscheidungen anzutreffen. Man kann mit ziemlicher Gewissheit die ursprüngliche Anwesenheit von Pyroxenarten, namentlich Augit voraussetzen, doch ist derselbe jetzt nicht mehr sichtbar, da sowohl er, als auch die glasige Grundmasse in grünlichen Chlorit verwandelt ist.

Auf Grund der obigen Resultate ist dieses Gestein mit einem aus Diabas (?) Bruchstückchen sedimentierten Pietra Verdeartigen Tuff zu identifizieren.

Tufföser, schieferiger Mergel (?) aus dem Graben von Örvényes.

Ein gelblichgrauer tufföser Tonschiefer, welcher mit Salzsäure garnicht braust, also keinesfalls einen solchen Gehalt an $Ca\ CO_3$ haben kann, welcher die Benennung Mergelschiefer berechtigt erscheinen liesse. Anscheinlich tufföse Gemengteile sind kleine weisse und blassgrünliche Körner, vor Allem aber viele kleine schwarzglänzende Biotite.

(Von diesem Gestein liegt kein Dünnschliff vor.)

Von eben demselben Orte stammt ein Gestein hauptsächlich aus einem hell grünlichgrauen, weichen Steinmark bestehend vor, welches sich mit dem Messer leicht schnitzen, und glattstreichen lässt. Viele kleine, fast wie Bronze glänzende Biotite sind darin eingebettet. Mit einer stärkeren Lupe lassen sich ferner kleine weisse, kaolinartige Pseudomorphosen in der Grundmasse entdecken. Mit dem Mikroskope in dem leider zu dicken Schliff untersucht, erweist sich das Gestein als ein blätterig schuppiges Aggregat verschiedener Hydrosilikate. In geschlossenem Glasrörchen erhitzt gibt das Gestein Wasser ab, vor dem Löthrohr schmilzt es zu einem schmutzigweissen Kügelchen, welches mit Kobaltnitratlösung benetzt, durch seine schmutzigbläuliche Färbung die reichliche Anwesenheit von Aluminiumverbindungen andeutet.

Im Ganzen genommen dürften wir kaum einen Irrtum begehen, wenn wir annehmen, dass dieses stark veränderte Gestein aus einem Biotitporphyrit hervorgegangen ist.

Biotit Quarzporphyr-, oder eventuell Porphyrittuff aus den flinthältigen Tridentinusschichten der Ezerhalmi Puszta bei Szentkirályszabadja.

Mit Hilfe einer stärkeren Lupe oder bei episkopischer Betrachtung mit schwächeren mikroskopischen Objektiven erweist sich die Gesteinsfläche als aus einer reichlich Wasser enthaltenden Steinmark-artigen Masse bestehend, in die porphyrisch kleine, jedoch scharfe Biotithexagone, ferner weisse kaolinisierte Feldspate und blassviolette vollkommen pellucide kleine Quarzkörnchen eingebettet sind. Alle diese erwähnten Gemengteile sind klein und erreichen kaum 1 mm im Durchmesser.

Die Biotite besitzen einen prismatischen Habitus und es liegen diese dicken Täfelchen unregelmässig in der steinmarkartigen Grundmasse. Seine ursprüngliche Farbe ist bronzeartig verändert. Die Feldspatkriställchen sind vollkommen kaolinisiert, so dass man bezüglich ihrer einstigen Beschaffenheit kaum eine Meinung fassen kann. Der Quarz jedoch ist ganz sicher zu erkennen. Seine durchsichtigen Körnchen besitzen einen muscheligen Bruch und weisen zwischen gekreuz-

ten Nikols lebhafte Interferenzfarben auf Sein Brechungskoeffizient ist bloss etwas geringer als der des Monobronbenzoles ($n = 1{\cdot}561$). Die zu Steinmark veränderte Grundmasse macht wenigstens 50% der ganzen Gesteinsmasse aus.

Aus all diesem folgt, dass unser Gestein kaum etwas anderes sein dürfte, als ein feinerer, kleinkörniger Biotit-Quarzporphyr (eventuell Porphyrit) mit dichter Grundmasse.

Ein feinkörniger schiefrig-schichtiger Tuff desselben Gesteines.

In einer grauweissen, pelitisch struierten Masse erblickt man mit Hilfe stärkerer Lupen hie und da parallel eingelagerte Biotitblättchen, sowie spärlich auch noch kleine, wasserhelle Quarzkörnchen. Es ist nicht zu bezweifeln, dass man es in diesem Falle mit der feinen Asche desselben, vorhin erwähnten Biotit-Quarzporphyrs, eventuell Porphyrites, resp. mit dem aus ihr hervorgegangenen Tuffe zu tun hat.

Gerölle aus den Bakonyer miozänen (mediterranen) Schotterkonglomeraten.

Biotit und Amphibol führender Hypersthenandesit. Geröll aus dem Csalyános-Tale bei Városlőd. Andesitartiges Gestein, in dessen blass bräunlichgrauer dichter Grundmasse neben Plagioklaskristallen und Biotithexagonen auch noch einzelne grössere, metallglänzende, schwarze Magnetitkörner ausgeschieden sind. Unter dem Mikroskop kann man zwei Gruppen der Gemengteile unterscheiden, u. zw. die porphyrisch ausgeschiedenen Phanerokristalle, und die Minerale der Grundmasse. Sämtliche Gemengteile sind wohl erhalten.

Die breiten Tafeln des Feldspates sind vorherrschend nach dem Albit- und Karlsbader, seltener nach dem Periklingesetz geformte polysynthetische Zwillinge. Die äussere Zone der Kristalle ist klar und ohne Einschlüsse. Auf Grund ihrer auffallend grossen Extinktion sind diese Feldspäthe in die Reihe der basischesten Plagioklase einzuteilen. Es ist nennenswert, dass die äusseren Zonen in der Regel einen um mehrere Grade kleineren Extinktionswinkel zeigen, als das Innere der Kristalle.

Farbige Gemengteile sind Biotit, Amphibol und Hypersthen, doch bleiben dieselben alle an Quantität hinter dem Plagioklas zurück, indem sie nur sporadisch im Gestein eingestreut vorkommen. Übrigens sind sie wohl erhalten und ihr optisches Verhalten ist normal.

Die Biotit- und Amphibolkristalle sind magmatisch resorbiert, und besonders die letzteren sind von Magnetitkörnern kranzartig umgeben. Der Hypersthen ist nur durch ein-zwei Individuen vertreten, hat starken Pleochroismus und gerade Extinktion. Eines der Individuen ist bastitisch verändert. Ausser diesen Gemengteilen sind, wie schon oben erwähnt, auch einzelne grössere Magnetitkörner in die Grundmasse eingestreut.

Am Aufbau der Grundmasse beteiligen sich einzelne idiomorphe Plagioklasmikrolithe, welche ebenfalls der basischen Reihe angehören. Farbige Gemengteile sind in der Grundmasse nicht vertreten, und wird deren dichte Hauptmasse von kleinen, allotriomorphen Feldspatkörnern gebildet.

Die Gerölle von Eplény und Városlőd sind zum Teil quarzhältige Plagioklasgesteine mit porphyrischer Struktur, müssen daher als Dazite angesprochen werden, haben jedoch eine ungewöhnlich körnige Grundmasse. Im allgemeinen sind diese Gesteine jenen Daziten mit holokristallinischer Grundmasse ähnlich, welche H. Rosenbusch in seinen Elementen der Gesteinslehre Pag. 299 erwähnt, und als deren Typus die ungarischen Dazite von Kissebes und Pányik dahingestellt sind.

Schon aus diesen flüchtigen, bloss zur Orientierung dienenden Untersuchungen ist es ersichtlich, dass die mediterranen Gerölle von Eplény und Városlőd zum Teil phanerokristallinische Amphibolandesite, grösstenteils jedoch, wie es scheint, Dazite sind. Der Provenienz dieser Eruptivgesteine nachforschend, finden wir nirgends in der Umgebung ihrer Fundorte jüngere tertiäre Gesteine von ähnlicher petrographischer Beschaffenheit. Weder im Andesitgebirge von Visegrád, noch im Gebirge von Pécs sind Dazite vorhanden. Einzig und allein bei Velencze sind einzelne Amphibol- und Amphibol-Biotitdazitgänge anzutreffen, welche den dortigen Granit durchbrechen (Nadap, Sukoró, Velencze etc.), doch sind diese bezüglich Farbe und Struktur von unseren Geröllen abweichend, auch erscheint die Entfernung zwischen dem Fundort der letzteren und dem Gebirge von Velencze denn doch etwas zu gross.

Es sei uns daher gestattet, behufs Lösung dieses Problems, zu einer Hypothese Zuflucht zu nehmen. Wenn wir uns die Lage des Gebirges von Velencze und des Balatonbeckens vor Augen halten, so erscheint es uns keineswegs unmöglich, dass sich das Granitgebirge einst weiter nach SW hingezogen, dann aber durch erfolgtes Absinken dem Balatonsee Platz gegeben hätte. Wenn wir nun annehmen, dass im mediterranen Zeitalter an der heutigen Stelle des Balaton ein dem jetzigen Gebirge von Velencze ähnlicher Granitstock noch anstehend gewesen sein dürfte, so ist es höchstwahrscheinlich, dass derselbe in analoger Weise ebenfalls von Daziten durchbrochen gewesen ist. Von hier also, aus diesem hypothetischen Granitgebirge konnten dann unsere Gerölle durch Erosion losgelöst und von den nach N fliessenden Gewässern mit Leichtigkeit bis Eplény und Városlőd transportiert werden. Die ganze Erklärung ist freilich nichts anderes als ein Gedanke, dessen Berechtigung durch das Studium aller auf die geologischen Verhältnisse des Bakony bezüglichen Daten kontrolliert werden müsste.

Porphyrischen Amphibol, Orthoklas, Plagioklas und Quarz führendes Gerölle von Városlőd im Komitate Veszprém. In einer dichten, grauen Grundmasse sind weissliche Plagioklase und grosse schwarze Amphibolkristalle sichtbar. Im Dünnschliff ist die sehr beträchtliche Anzahl der porphyrisch eingestreuten Feldspate auffallend. Sämtliche haben die Form von breiten Tafeln und sind mit Rücksicht auf ihre im allgemeinen grossen Auslöschungswerte in eine der basischen Plagioklasreihen einzuteilen. Die grossen Phanerokristalle des Amphibols sind im Dünnschliff sowohl in prismatischen, als auch in Querschnitten häufig anzutreffen. Auch in grünliche Chloritanhäufungen verwandelte Glimmer sind hie und da zu finden. All diese Gemengteile sind in eine eigentümliche Grundmasse eingebettet, welche schon bei Anwendung von schwächeren Vergrösserungen durch ihren entschieden körnigen Aufbau ins Auge fällt.

Sie besteht aus Plagioklas, Quarz und Feldspat ohne Zwillingstreifung, wahrscheinlich Orthoklas. Ausserdem sind auch noch einzelne schwarze, opake Erzkörner vorhanden.

Ein anderes Geröll vom selben Fundort ist bezüglich der Grundmasse dem vorigen ähnlich. Als Phanerokristalle sind auch hier vorherrschend grosse Plagioklase, dann einzelne grosse, an den Rändern durch magmatische Resorption schlauchartig ausgefressene Quarzkörner ausgeschieden. Endlich findet man viel grünlichen Chlorit als Zersetzungsprodukt von ursprünglich vorhanden gewesenem Biotit, eventuell Amphibol.

Amphibol-Andesit, Biotit-Dazit und Biotit-Muskovit-Granitgerölle aus dem Tunnel bei Eplény an der Bahnlinie Győr—Dombovár. Innen taubengraues, aussen durch eine rostige Verwitterungskruste umgebenes Geröll von der Grösse einer kleinen Faust. Feinkörnige Sandsteinpartikel mit kalkigem Zement haften daran.

Das Geröll selbst ist ein porphyrisches Gestein, dessen taubengraue Grundmasse einen derart geringen Härtegrad besitzt, dass man dieselbe mit dem Messer so leicht schnitzen kann wie ein Stückchen trockenen Tegels. Gelblichweisse kaolinisierte Feldspate von 2—3 mm Länge, wahrscheinlich ehemals Plagioklase, sind darin porphyrisch eingestreut. Schwarze, glänzende Amphibole, welche die charakteristischen Prismenwinkel deutlich zur Schau tragen, sind in grosser Anzahl vorhanden, doch sind sie trotz ihrer scheinbaren Frische ebenfalls weich, dem Messer leicht nachgebend. Die Amphibolkristalle sind 3—4 mm lang, doch finden sich mitunter auch Individuen von 10 mm Grösse.

Dieses Gestein wurde zwar nur makroskopisch untersucht, doch ist es ohne weiteres ersichtlich, dass wir es mit einem verwitterten Amphibolandesit zu tun haben.

Ein anderes, gegen zweifaustgrosses Geröll konnte wegen stark vorgeschrittener Verwitterung ebenfalls nur makroskopisch geprüft werden. In der schmutzigbraunen, lehmig-weichen Grundmasse sind als porphyrische Ausscheidungen schwarzglänzende Biotithexagone deutlich zu erkennen, und zwar in ziemlich beträchtlicher Menge. Neben ihnen sind auffallend viele Quarzdihexaeder vorhanden. Beide phanerokristallinische Gemengteile haben einen Durchmesser von 2—3, mitunter sogar 5 mm, wodurch dem Gestein eine grobkörnig porphyrische Struktur verliehen wird.

Vorausgesetzt, dass der ebenfalls vorhandene weiche, zu weissem Kaolin zersetzte Feldspat ursprünglich Plagioklas gewesen ist, so wäre das vorliegende Gestein als Biotitdazit mit Quarzdihexaedern zu bezeichnen.

Ein drittes Geröll von Eplény besteht aus einem grobkörnigen Biotit-Muskovitgranit, mit etwas gepresster, schieferiger Struktur.

Dreikanter von Sümeg. Ein quarzitischer Sandstein, dessen Dünnschliff unter dem Mikroskop eine aus kleinen Quarzkörnern zusammengesetzte Grundmasse und darin eingelagerte grössere, meist eckige Quarzkörner erkennen lässt, wodurch dem Gestein ein brekzienartiges Aussehen verliehen wird. Zwischen den Körnchen des Zementquarzes sind viele Serizitplättchen und unzählige schwarze Kohlenpartikelchen eingelagert. Die Umgebung der Kohlenteilchen ist vollkommen rein, während spärlicher vorhandene braune limonitische Pigmentflecke auf die ursprüngliche Anwesenheit einzelner Eisenerzkörner hinweisen.

Basalttuff zwischen Herend und Szentgál im Komitate Veszprém.

Ein Gestein von violettgrauer Farbe, das am besten als Tonstein, oder aber als Wacke bezeichnet werden kann. Seine Masse ist weich und mit dem Messer, ja selbst mit dem Fingernagel ritzbar; angehaucht ist ein entschiedener Tongeruch wahrnehmbar. Der Ton seiner Farbe ist fleckig, was daher stammt, dass seine Masse aus der Verkittung von erbsen-haselnussgrossen Gesteinstückchen hervorgegangen ist. Die zwischen diesen Stückchen befindlichen Adern und kleinen Hohlräume sind teils durch ein braunes limonitisches Verwitterungsprodukt, teils durch gelblichen Serpentin erfüllt. Innerhalb der einzelnen einheitlichen Gesteinsbröckelchen erblickt man gelblich-braune, limonitische Serpentin-Pseudomorphosen mit den charakteristischen Umrissen von Olivinkristallen.

Alles in Betracht gezogen, sowie auch die Nähe der Basalteruption am Kabhegy ins Auge gefasst, kann ich das vorliegende Gestein bloss als einen aus zusammengebackenen Basaltrapilli entstandenen Tuff halten, welcher aber derzeit bereits gänzlich zu einem Tonstein umgewandelt erscheint.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Einleitung 3

Eruptive Gesteine aus dem Paleozoicum 4

Quarzporphyr aus dem Phyllit des Zalaer Balatongestades 4

Quarzporphyrgerölle aus dem konglomeratischen permischen roten Sandstein der Zalaer Balatonseegegend 5

Paleozoische Gesteine aus der Umgebung des Balaton 6

Harte Gesteinsschichte zwischen Phyllit 7

Besondere Varietäten aus dem permischen roten Sandstein in der Umgebung des Balaton 8

Baryt führender permischer roter Sandstein 8

Dolomitischer Sandstein an der Grenze zwischen permischem roten Sandstein und den Werfener Schichten 9

Gesteine von eruptivem Charakter aus den Schichten der mittleren Trias aus der oberen Balatonseegegend 10

Kalkiger Diabastuff und Pietraverdit 10

Tuffe von biotitischem Quarzporphyr (oder Porphyrit) 12

Gerölle aus den miozänen (mediterranen) Schotterkonglomeraten im Bakony . 12

Dreikanter von Sümeg 14

Basalttuff von Herend 15

IV.



PETROGRAPHISCH-CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DEN BASALTEN DES SÜDLICHEN BAKONY

VON

ERNST SOMMERFELDT.



I.

DIE STUDIEN FRÜHERER BEOBACHTER.

Die Basaltgesteine des südlichen Bakony bilden unzweifelhaft eines der interessantesten Vorkommen von Basalt überhaupt, denn der gute Erhaltungszustand, die einfachen Entstehungsbedingungen aus einem einheitlichen und nicht durch störende Nebenmagmen beeinflussten Schmelzfluss lassen dieses Gebiet als ein für das Studium des Vulkanismus vorzüglich geeignetes erscheinen. Die Frage, ob während des Erstarrens einer grösseren Kuppe am Gipfel derselben sich ein anders zusammengesetzer Basalt abscheidet, als an der Basis der Kuppe, scheint bei einer derartigen einfachen Entstehungsweise besonders leicht beantwortbar und in der Tat hat auch schon K. HOFMANN, dem wir die erste mikroskopisch-petrographische Beschreibung dieser Basalte verdanken, sich jener Frage zugewandt.

Diese besonders für die damalige Zeit ausgezeichneten Untersuchungen [1] lassen zwar an Gründlichkeit nichts zu wünschen übrig, indessen sind in der Zwischenzeit die Methoden der Mineralbestimmung so vervollkommnet worden und die Fragen, welche der Petrograph an das Gestein zu richten pflegt, sind heute so viel weitergehende, dass eine Ergänzung der Arbeiten HOFMANN's notwendig erscheint; auch ist es wohl durch die damals noch nicht genügend genau ausgearbeiteten Methoden der Titansäurebestimmung, so wie durch den Umstand, dass quantitative Analysen in der zitierten Arbeit HOFMANN's nicht angegeben werden, bedingt, dass man die wichtigen Ergebnisse, welche HOFMANN hinsichtlich des Titangehalts dieser Basalte erlangt hat, mit einiger Reserve aufgenommen hat.

Denn z. B. äussert sich ROSENBUSCH [2] folgendermassen: «Dieser Autor (HOFMANN) glaubt gefunden zu haben, dass in der Umgebung des Balatonsees die kleinen Basaltkuppen und die oberen Teile grösserer Basaltkegel und Plateaus titanhaltigen Magnetit (er nennt ihn Iserin), die basalen Ilmenit, die mittleren beide Mineralien enthalten». Für ganz sichergestellt scheint wegen dieser vorsichtigen Ausdrucksweise ROSENBUSCH das von HOFMANN angegebene Resultat noch nicht zu halten.

Es bestätigen nun aber meine im weiteren Verlauf dieser Arbeit mitgeteilten Analysen dieses Resultat HOFMANN's und dasselbe gewinnt noch dadurch an Inter-

---

[1] Vergl. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der kön. ung. geologischen Anstalt Band 3, pag. 1—241 im Separatabdruck, nebst drei farbigen Tafeln, Budapest 1879.

[2] ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und massigen Gesteine III. Aufl. Bd. II, 997.

esse, dass in der Steiermark das Titan der dortigen Basalte ein ähnliches Verhalten aufweist. Denn in seiner Arbeit: «Die Basalte der Steiermark», Teil 5 (Der Feldspatbasalt bei Weitendorf) sagt A. SIGMUND folgendes über die Erze des dortigen Basaltkommens: [1] Die beiden Erze, Ilmenit und Magnetit treten in verschiedenen Regionen der Kuppe in wechselnder Menge auf. In der Gipfelregion übertrifft die Menge des Magnetits jene des Ilmenits; in den zentralen und basalen Teilen der Kuppe herrscht hingegen das Titaneisen vor; ein Verhältnis, welches bekanntlich auch bei den Basalten des südlichen Bakony zutrifft und von K. HOFMANN aus der Verschiedenheit der Lösbarkeit der beiden Erze im Magma und aus der Umkehr des Lösungsverhältnisses bei geändertem Drucke zu erklären versucht wurde».

Die Erklärungsweise HOFMANN's ist nun freilich nach den neuesten Ergebnissen der physikalischen Chemie nicht sonderlich wahrseinlich, denn es hat sich ergeben, dass der Druck auf die Reihenfolge, in welcher die Bestandteile eines physikalischen Gemisches sich abscheiden, keinen wesentlichen Einfluss ausübt;[2] dagegen lehren die Anschauungen ROOZEBOOMS über die Erstarrung physikalischer Gemische, dass Verschiedenheiten der Löslichkeitsverhältnisse der Komponenten schon von selbst Verschiedenheiten in dem zum Anfang und zum Schluss während der Erstarrung vorhandenen prozentischen Gehalt dieser Komponenten zu bedingen pflegen. Obgleich also die theoretische Erklärungsweise HOFMANN's nicht ganz zuzutreffen scheint, ist doch das Wesentlichste, das Beobachtungsresultat, als richtig befunden und auch an anderen Vorkommen bestätigt worden.

Ausser dieser petrographischen Bedeutung besitzt die genannte Arbeit HOFMANN's auch m i n e r a l o g i s c h eine besondere Wichtigkeit; denn zum ersten Male wurde in ihr der Titaneisenglimmer in einer durchsichtigen Ausbildungsform genauer beschrieben; (gelegentliche Hinweise auf die Möglichkeit von nicht ganz undurchsichtigen Titaneisenvarietäten finden sich schon früher, z. B. bezeichnet BREWSTER [3] die Einschlüsse, welche den Asterismus mancher Glimmer bedingten, als Titaneisen).

Dieses Resultat HOFMANN's ist der Vorläufer gewesen für eine ganze Reihe von Bestimmungen anderer Autoren, welche ähnliche, meist nicht scharf umrandete und kristallographisch schwer bestimmbare Mineralpartikelchen in verwandten Gesteinen auffanden und ebenfalls als Titaneisenglimmer ansprachen; indessen blieb auch dieses Resultat HOFMANN's nicht unangefochten und noch kürzlich glaubte SOELLNER diesen vermeintlichen Ilmenit HOFMANN's möglicherweise für Rhönit erklären zu können; wir werden auf diese z. T. sehr berechtigten Bedenken noch genauer eingehen; zuvor jedoch möchte ich auf die allgemeinere petrographische Beschaffenheit der Basalte des Bakony mich beschränken, welche ebenfalls von HOFMANN durch eine Reihe von farbigen Abbildungen der Dünnschliffe und durch einen zugehörigen sehr ausführlichen Text schon aufgeklärt worden ist.

---

[1] TSCHERMAKS: Mineral. und petrogr. Mitteil. Band 17. pag. 539.

[2] Vergl. z. B. VAN'T HOFF: Die ozeanischen Salzablagerungen Heft 1; es muss das, was dort für die Abscheidung aus Lösungen in dieser Hinsicht gesagt ist, für die Abscheidung aus Schmelzfluss nicht minder gelten.

[3] BREWSTER: Transact. Roy. Soc. Part. IV, 20; 550, 1853.

II.

VERGLEICH DER BASALEN UND GIPFELREGION EINER UND DERSELBEN BASALTKUPPEN.

a) Geologisches hierzu.

Da für das Folgende die Unterscheidung der Ilmenit- und Magnetit-Basalte besonders wichtig ist, so sei die hierfür von HOFMANN auf Seite 205 der oben zitierten Abhandlung zusammengestellte Tabelle wiedergeben:

Ilmenitbasalt	*Mischlingbasalt*	*Magnetitbasalt*
Gestein von der Basis des Kaphegy, im Öcser Steinbruche.	—	Kaphegy, Gipfelgestein
—	—	Oláhegy
—	Tikhegy, basale Apophyse	—
Haláphegy, untere Region	—	Haláphegy, Gipfelgestein
—	—	Agártető, Gipfelregion
Királykő-Feketehegy, Gestein von der Basalregion an der SW.-Seite des Berges	—	—
—	—	Csobáncz, Gipfelregion
—	—	Köveshegy
—	—	Kopasztető
—	—	Hegyesd
Szt.-György, basale Region	—	Szt.-György, Schlakenmütze
—	—	Halomhegy
—	—	Gulács, Gipfelregion
—	—	Szigliget
—	—	Badacson, Gipfelregion

Die Mehrzahl dieser von HOFMANN angegebenen Lokalitäten habe ich selbst besucht und kann, so weit es die mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe zulässt, die von HOFMANN konstatierten Unterschiede bestätigen. Zu einer genaueren

Kenntnis des Titangehalts suchte ich aber durch quantitative chemische Analysen vorzudringen, was um so notwendiger ist, als es keinesweg sichergestellt zu sein schien, dass der Titangehalt ausschliesslich in dem Ilmenit und Magnetit stecke.

Den Magnetit bezeichnet ja HOFMANN selbst, wie bereits erwähnt wurde, wegen seines zu vermutenden Titangehalts als Iserin, die Menge des in ihm enthaltenen Titans entzieht sich aber wegen der fraglichen Homogenität des undurchsichtigen Minerals der Schätzung. Ausserdem ist auch in den Augiten das Vorhandensein von Titan zu vermuten und endlich ist es auch nicht ganz ausgeschlossen, dass der Olivin mehr als Spuren von Titan enthält. Denn erhebliche Beimengungen von Titan beeinflussen zwar die Eigenschaften des Olivins sehr stark und verleihen ihm ein optisches Verhalten, welches noch kürzlich genau beschrieben wurde.[1]

Indessen konnte ich an den von mir untersuchten Proben keine Hinweise auf die dort angegebenen Eigenschaften des Titanolivins erkennen, die Basalte des Bakony scheinen frei von dieser an Titan reichen Olivin-Varietät zu sein. Immerhin wäre ein kleiner Titangehalt nicht undenkbar; leider jedoch setzte die Feinkörnigkeit des Materials der Abtrennung des Olivins zu erhebliche Schwierigkeiten entgegen, als dass eine Spezialanalyse dieses Minerals mir möglich gewesen wäre.

Für eine Abtrennung des Magnetits und Ilmenits von den anderen Gesteinkomponenten liegen die Verhältnisse weit günstiger als für eine Abtrennung des Olivins oder Augits, denn jene Eisen-Titanmineralien besitzen ein viel höheres spezifisches Gewicht als die Grundmasse und sonstigen Gesteinskomponenten und können von einander durch ihr magnetisches Verhalten einigermassen vollkommen getrennt werden. Daher wurde der Untersuchung des Ilmenits der Vorzug gegeben. Jedoch muss, bevor wir auf die Resultate dieser unter Benutzung der Trennungsmethoden ausgeführten Analysen eingehen, noch angegeben werden, welches die Resultate der Bauschanalyse waren.

b) Methoden der quantitativen Analyse.

Da die Frage nach dem Titangehalt hauptsächlich in Betracht kommt und die Anwesenheit dieses Elements besondere Vorsichtsmassregeln bei der chemischen Analyse erfordert, muss auf den Gang der analytischen Methoden kurz eingegangen werden. Wie gewöhnlich wurde das äusserst fein gepulverte und gebeutelte Gestein mit kohlensaurem Natron und kohlensauerem Kali aufgeschlossen, alsdann mit Salzsäure aufgelöst und die Kieselsäure durch Eindampfen unter Zusatz von Salzsäure in die unlösliche Modifikation übergeführt; hierbei wurde stets die kleine Menge von Titan, welche an der Kieselsäure haften bleibt, durch nachträgliches Verflüchtigen derselben mittels eines Gemisches von Schwefelsäure und Flussäure wiedergewonnen und zu der Hauptmenge des Titans, welche im weiteren Verlauf der Analyse von Eisen zu trennen ist, hinzugerechnet.

Für die B e s t i m m u n g d e s T i t a n s neben Eisen liegen bekanntlich zahlreiche, z. T. recht komplizierte und nicht immer zuverlässige Methoden vor. Durch

[1] Vergl. L. BRUGNATELLI: Über den Titanolivin der Umgebung von Chiera im Val Malenco; ein Beitrag zur Kenntnis des Titanolivin, Zeitschr. f. Kristallographie 39, 209. 1904.

Spezialversuche überzeugte ich mich davon, dass die folgende von G. GALLO angegebene Methode [1] rasch und sicher zum Ziel führt. Diese titrimetrische Methode beruht darauf, dass man eine Titansulfatlösung mit Zink reduziert und dann unter Anwendung von Rhodankalium als Indikator mit Eisenalaun titriert. Die Reduktion muss mit grösster Vorsicht ausgeführt werden und darf nur in der Kälte und in geschlossenem Gefäss unter Anwendung eines Bunsenventils sor sich gehen. Vor Zufügung des Rhodankaliums muss die Lösung durch Glaswolle filtriert werden und zwar erfolgt dieses nach Ablauf von fünf Stunden und derart, dass das Filtrat in ein Gefäss, welches von Kohlensäuregas durchströmt wird, einläuft. Die Reste der Lösung werden durch ausgekochtes und dann mit Kohlensäure gestättigtes Wachswasser aus der Glaswolle entfernt. Sodann wird unter reichlichem Zusatz von Rhodankalium mit einer $^1/_{100}$ Eisenalaunlösung titriert, bis eine rötliche Färbung entsteht. In dieser Weise wurde mit der Hälfte des aufgelösten Eisen- und Titanniederschlages verfahren und so gemäss der Gleichung

$$Ti_2\ (SO_4)_3 + Fe_2\ (SO_4)_3 = 2\ Ti\ (SO_4)_2 + 2\ Fe\ SO_4$$

der Titangehalt ermittelt, in der anderen Hälfte wurde Eisen plus Titan mit Kaliumpermanganat bestimmt.

Im übrigen stimmte der Gang der Gesteinsanalyse mit den gebräuchlichen Methoden überein, nur hinsichtlich der Magnesiabestimmung wurde gegenüber den älteren Methoden eine Abweichung vorgenommen. es wurde die Magnesia mit Schaffgottscher Lösung bestimmt. Hierzu wurde eine mit Flusssäure aufgeschlossene Probe benutzt und der in einer kleinen Porzellanschale durch Eindampfen erzeugte magnesiahaltige Rückstand mit einem Überschuss von Schaffgottscher Lösung versetzt und unter beständigem Umrühren mit einem Glasstabe grösstenteils in Lösung gebracht. Darauf lässt man einen Tag lang unter der Glasglocke stehen, filtriert in ein kleines Becherglas, wäscht so lange mit Schaffgottscher Lösung aus, bis die Waschflüssigkeit auf Platinblech verdampft keinen Rückstand mehr hinterlässt, verascht den Rückstand, glüht und wägt. Da derselbe ausser Magnesia noch Verunreinigungen und zwar hauptsächlich Tonerde enthalten kann, wird durch mehrstündiges Erwärmen mit verdünnter Essigsäure die Magnesia herausgelöst und filtriert, der Rest wird geglüht und abermals gewogen. Die Differenz der beiden letzten Wägungen ist Magnesia.

Den nunmehrigen Rückstand übergiesst man mit einem Gemisch von Fluss- und Schwefelsäure, dampft ein und glüht auf dem Gebläse, die Differenz ist als SiO_2 zu betrachten. Den letzten Rückstand bringt man in ein kleines Becherglas und erwärmt mit Salzsäure; hierbei geht etwaiges Manganoxyd nebst Spuren von Tonerde in Lösung, den übrigbleibenden kleinen Rückstand kann man, sofern er weiss ist, als Tonerde ansprechen.

c) Numerische Ergebnisse der Analysen.

Die Analysenresultate wurden auf die entsprechenden Oxyde umgerechnet und auf die zugehörigen Molekularquotienten unter Benutzung der Tabellen von OSANN reduziert. Den von OSTWALD gegen den Gebrauch dieser Tabellen geltend

[1] G. GALLO: Vergl. Rendiconti società chimica Roma Band 2, pag. 19.

gemachten Bedenken, dass denselben die nicht 0 gleich 16 annehmende Wahl der Atomgewichte zugrundeliegt, vermag ich nicht zuzustimmen, vielmehr lassen die bei unvorsichtiger Berechnung allerdings möglichen kleinen Fehler sich dadurch vollständig vermeiden, dass man von vornherein der Berechnung der Elementoxyde aus den erhaltenen Analysenresultaten die von OSANN benutzten Werte der Atomgewichte zugrunde legt; diese Vorsichtsmassregel wurde im Verlauf dieser Arbeit stets eingehalten. Es ergaben sich folgende Werte der so umgerechneten Analysenresultate:

	1. Probe aus der basalen Region des Szt.-György.	2. Probe aus der Schlakenmütze des Szt.-György.
Si	44·9	46·2
Ti	5·3	3·2
Al	11·0	10·8
Fe	11·5	12·6
Mg	13·0	12·6
Ca	9·2	9·1
Na	4·1	4·3
K	1·0	1·2

Jede dieser Analysen wurde doppelt ausgeführt und es stellen die angeschriebenen Zahlen die Mittelwerte aus den Parallelanalysen dar; u. zw. wurde zu diesem Zwecke eine grössere Menge des Basaltmaterials gepulvert und nach dem Durchmischen desselben wurden die Proben für die beiden Parallelanalysen entnommen, so dass zufällige grössere Einsprenglinge, von denen freilich nichts sichtbar war, das Resultat nicht merklich beeinflussen konnten.

Gegen die Interpretation der Resultate könnte man noch folgendes Bedenken geltend machen: Es ist in dem Laboratorium von OSTWALD die Art, wie ein gelöster Stoff sich zwischen einem homogen angeordneten und einem darüber befindlichen schaumigen Lösungsmittel verteilt, untersucht worden, und es zeigte sich, dass auch bei gleicher chemischer Zusammensetzung des homogenen und schaumigen Lösungsmittels verschieden grosse Anteile des gelösten Stoffes in beiden mit einander im Gleichgewicht sein können, dass also das Schaumigwerden eines Lösungsmittels seine Lösungsfähigkeit beeinflusst. Ein solcher Einfluss liesse sich vielleicht auch bei den Basaltmagmen konstatieren, besondere Versuche liegen, so viel mir bekannt ist, hierüber noch nicht vor. Indessen, wenn dieser Effekt vorhanden ist, so würde er doch nichts gegen die Existenz der Differenziationskräfte beweisen, sondern im Gegenteil nur eine Methode dafür aufdecken, mittels welcher physikalischer Kräfte die Natur die chemischen Unterschiede zwischen basalem Teil und der Gipfelregion zustandebringt. Wohl in den meisten Fällen wird die Spitze einer Basaltkuppe mehr zur schaumigen Ausbildung neigen, als der untere Teil, wenn auch nur selten sich diese Unterschiede in so vortrefflicher Weise verfolgen lassen, wie an dem Beispiele des Szt.-György, ob daneben noch andere Kräfte tätig sind, die im gleichen Sinne auf einen chemischen Unterschied zwischen Basis und Kuppe hinwirken, mag hier unentschieden bleiben, denn zur Beurteilung der geologischen und petrographisch-mikroskopischen Verhältnisse genügt es vollkommen, die aus den Analysen hervorgehende Tatsache zu erkennen.

d) Mikroskopische Unterschiede der an der Basis und dem Gipfel einer und derselben Kuppe vorhandenen Basalte.

Der wichtigste mikroskopische Unterschied in der an Titan reicheren und der an Titan ärmeren Zone ist selbstverständlich dadurch bedingt, dass in ersterer das von HOFMANN als Ilmenit angesprochene im Dünnsohliff braun durchsichtig werdende Mineral häufig, hingegen in letzterer spärlicher ist und dass an Stelle dieses Minerals der Magnetit (Iserin) tritt. Ausserdem sind die Magnetitbasalte wesentlich reicher an Gesteinsglas als die glasarmen Ilmenitbasalte, sodann sind die Magnetitbasalte durch das Auftreten von dunklen Trichiten vor den Ilmenitbasalten ausgezeichnet.

Zwischen den beiden Typen gibt es aber Mittelglieder, welche den Übergang von der einen zur anderen Art bilden und wohl auch in ihrer geologischen Entstehungsweise eine Mittelstellung zwischen den basalen und Gipfelgesteinen einnehmen.

Diese Verhältnisse hat bereits HOFMANN für die einzelnen Basaltkuppen mit grosser Klarheit dargelegt, so dass wir dieselben hier übergeben können und uns sogleich der Frage zuwenden, ob wirklich das von HOFMANN für Ilmenit angesprochene Mineral eine dementsprechende chemische Zusammensetzung besitzt.

III.

ÜBER DEN ILMENIT DER BASALTE DES BAKONY.

a) Allgemeine Eigenschaften des Ilmenit.

Man findet nur wenige Vermutungen in der Literatur über die Frage ausgesprochen, welcher Beimengung die als Ilmenit angesprochenen lichtdurchlässigen Varietäten des Titaneisens ihre geringe Lichtabsorption verdanken; denn, wenn z. B. RINNE von Ilmenit 2. Art spricht, so fragt man doch unwillkürlich, welches seine chemischen Unterschiede gegenüber dem gewöhnlichen Ilmenit sind. Deshalb ist besonders beachtenswert die chemische Untersuchung des Ilmenit aus dem blue ground von Monastery im Oranje-Freistaat durch LACROIX.[1]

Es wies dieser Forscher einen besonders hohen Magnesiumgehalt in dem dortigen Ilmenitvorkommen nach und für uns gewinnt dieses Resultat dadurch ein besonderes Interesse, dass man die blue ground = Erde ja als ein Zersetzungsprodukt eines basaltartigen Gesteins aufzufassen pflegt, welches ebenso wie der Basalt des Bakony dem «Mittelgebirgstypus» BECKE's und nicht dem im Gegensatz dazu stehenden Andestypus BECKE's angehört haben dürfte.[2] Es dürfte dieses von LACROIX beschriebene Vorkommen von Ilmenit dem unserigen besonders nahe stehen, und MÜGGE,[3] welcher dasselbe ebenfalls erwähnt, spricht die Vermutung aus, dass die Magnesiabeimengung in einem Gehalt des Titaneisens an $MgTiO_3$ ihre Ursache habe und weist im Zusammenhang hiermit auf das $MgSiO_3$ des Diopsid und auf die pseudohexagonale Symmetrie des Augits in (100) hin.

b) Hoffmanns Beschreibung der in den Basalten des Bakony enthaltenen Ilmenite.

Da demnach der Beschreibung HOFMANN's vom Titaneisenglimmer eine besonders hohe Bedeutung zukommt, dürfte es zweckmässig sein, dieselbe teilweise mit den eigenen Worten dieses Autors wiederzugeben; es sagt HOFMANN seiner oben zitierten Abhandlung[4] auf pag. 201 des deutschen Separatabdrucks:

---

[1] LACROIX: Bul soc. franc. de miner. pag. 21. 1898.

[2] Vergl. hierzu Abschnitt 4 b dieser Abhandlung.

[3] Neues Jahrb. f. Mineralogie Beil. Bd. 16. pag. 386.

[4] HOFMANN: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony, Budapest, 1879.

Der Ilmenit bildet sehr dünne, hexagonale, gewöhnlich sehr stark ausgelappte und eingekerbte Blättchen, die in ihrer Raumausfüllung sehr gewöhnlich durch ringsum oder teilweise umschlossene andere Mineralien, namentlich durch Augit, Plagioklas, Olivin oder durch den spärlicher auftretenden Apatit mehr oder weniger behindert erscheinen. Nicht selten tritt er in kristallographischen Gebilden von lamellarem Typus ohne kristallographische Begrenzung, in winzigen Flimmerchen und länglichen, schmalen, trichitischen Streifen auf; die letzteren sind zuweilen zu Büscheln gruppiert, an denen mitunter eine Anordnung nach einem hexagonalen Axensysteme zu bemerken ist. (Tikhegyer Gestein.)

Der Ilmenit besitzt entschieden ein weit geringeres Absorptionsvermögen für das Licht als der Magnetit, was ein sehr gutes Merkmal abgibt, um beide Minerale, wo sie in sehr dünnen Individuen ausgebildet sind, zu unterscheiden. In etwas dickeren Schichten erscheint der Ilmenit vollkommen opak; aber seine Lamellen, und zwar darunter gerade die am vollkommensten ausgebildeten, mit sehr scharf hexagonalem Umrisse, sind nicht selten, und seine kristallitischen Flimmerchen und Trichite sind gewöhnlich so überaus dünn, dass sie im Dünnschliffe unter dem Mikroskope, bei nicht gerade senkrechter Stellung durchsichtig werden, und zwar mit sehr charakteristischer, je nach der Dicke der Schichte dunklerer oder hellerer nelkenbrauner Farbe. Diese durchsichtigen Lamellen verhalten sich im polarisierten Lichte als optisch einaxige Körper; sie zeigen keinen merklichen Dichroismus. Die mikrofuktuile Anordnung des Ilmenits ist stets sehr deutlich zu beobachten.

c) Mechanische Trennung des Ilmenits von den sonstigen Gesteinskomponenten.

Die Angaben Hofmanns vermag ich vollkommen zu bestätigen, abgesehen davon, dass ich das Tikhegyer Gestein nicht beurteilen kann, da ich diesen Fundort nicht besucht habe; anderseits vermag ich den Angaben Hofmanns auch nichts hinzuzufügen, da die Individuen des braunen Minerals zu winzig waren, um genauere mikroskopisch-optische Untersuchungen zu gestatten.

Daher war ich auf chemische Prüfungsmethoden angewiesen, welche aber ebenfalls äusserst mühsam wegen der Feinkörnigkeit der Gesteine waren. Zunächst wurde eine Trennung mittels des Elektromagneten vorgenommen, zu diesem Zweck wurde der Elektromagnet mit einem stark veränderlichen Widerstand versehen und durch Probieren mit bekanntem Magnetit- und Ilmenitmaterial wurde festgestellt, wie viel von diesem Vorschaltwiderstand eingeschaltet werden musste, um zunächst den Magnetit möglichst isoliert angezogen zu erhalten und um darauf unter Veränderung des Vorschaltwiderstands auch den Ilmenit durch Anziehung vom Augit zu trennen; letzteres erweist sich als leicht möglich, denn es ist der Ilmenit erheblich stärker magnetisch als der Augit, so lange letzterer nicht gar zu grosse Mengen von Magnetiteinschlüssen enthält.

Bemerkt sei noch, dass mein Elektromagnet bei genügend verkleinertem Vorschaltwiderstand imstande gewesen wäre fast alle Substanzen anzuziehen und weit mehr leistet als der nach den Angaben Rosenbuschs für petrographische

Zwecke meistens angewandte.[1] Durch die stark eckigen und verschiebbaren Polschuhe büsst nämlich ROSENBUSCHS Elektromagnet viel an seiner Kraft ein, der meinige war vollkommen aus einem Stück verfertigt und besass überall kreisförmigen Querschnitt.

Indessen erwies es sich als unmöglich, mittels des Elektromagneten allein eine genügende Isolierung des zu untersuchenden Minerals zu vollziehen, wie das wegen der geringen Dimensionen der Kristalle auch nicht anders zu erwarten war. Daher wurde nach der magnetischen Scheidung, welche nur die vollkommen ungeeigneten Partikeln absonderte, eine Trennung mittels spezifisch schwerer Lösungen mit dem verwendbaren Gesteinsanteil vorgenommen und zwar diente Rohrbachsche Lösung als Trennungsmittel.

Es stand mir Rohrbachsche Lösung zwar in ziemlich grosser Menge, aber nur in einer durch längeres Lagern vollkommen dunkel gewordenen Form zur Verfügung und es handelte sich für mich um die Entfärbung derselben. Da ich hierüber keine Angaben in der Literatur vorfinde, ist es vielleicht zweckmässig, die äusserst einfache und praktische Methode, welche ich hierzu benutze, kurz zu beschreiben: indem ich von der Ansicht ausging, dass die tiefdunkle Farbe von freigewordenem Jod herrühre, suchte ich feste Reagenzien, welche das Jod zerstören und sich in genügender Menge in der konzentrierten Lösung auflösen, ohne das specifische Gewicht derselben wesentlich zu verringern. Ein Gemisch von ungefähr gleichen Teilen Natriumthiosulfat und Natriumsulfit erwies sich als das zweckmässigste Reagenz zur Zerstörung der Jods; wurden einige Körnchen dieser Stoffe der Lösung zugesetzt und einige Zeit hindurch auf dem Wasserbade erhitzt, so nahm die Lösung alsbald eine weingelbe Färbung an.

Auch stellte es sich heraus, dass durch diesen Zusatz die Verdünnung mit Wasser, welche z. B. WÜLFING[2] für unstatthaft erklärt, sehr gut möglich wird, erst bei sehr grossen Verdünnungen, die in der Praxis nicht notwendig sind, trat der störende Niederschlag von Quecksilberjodid auf, der bei gewöhnlicher Rohrbachscher Lösung sich schon bei mässigem Verdünnen zeigt.

d) Kunstgriff zur Berechnung der Verunreinigungen.

Dur mehrfache Trennung mit Rohrbachscher Lösung liess sich ein Material erzielen, welches (wie die nebenher ausgeführte mikroskopische Prüfung zeigte) zwar immer noch nicht zu einer unmittelbaren chemischen Analyse des zu untersuchenden Minerals geeignet war, aber dennoch durch einen besonderen Kunstgriff weiteren Aufschluss über die Konstitution desselben zu geben versprach: Nehmen wir zunächst an, dass unser titanhaltiges Mineral wirklich Ilmenit sei, also nur Titan- und Eisenoxyd enthalte, so müssen die übrigen Elementoxyde in dem gleichen Mengenverhältnis in dem als verunreinigt anzusehenden Trennungsprodukt vorhanden sein, in welchem sie im Gestein auftreten, d. h. es muss $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO : MgO : K_2O : Na_2O$ aus der Analyse des verunreinigten braunen Minerals sich gleich den entsprechenden Quotienten erweisen, welche aus der Bauschanalyse des

[1] Vergl. WÜLFING-ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien 4. Aufl. 1904. Band I, Teil 1, pag. 431.

[2] WÜLFING: L. c. pag. 42.

Basalts folgen. Wenigstens gilt dieser Schluss bei der Abwesenheit sehr eisenreicher Augite, denn letztere würden zwar bei der elektromagnetischen Separation anders angezogen werden können, als die Feldspate oder die Grundmasse und dadurch zu einer prozentischen Verschiebung der Elementoxyde Anlass geben können, hingegen stehen sich die Feldspate und die Grundmasse hinsichtlich ihrer magnetischen Eigenschaften und ihres spezifischen Gewichts genügend nahe, um unseren Schluss zuzulassen. Denn es wurde mit der ROHRBACHschen Lösung nur bei so hohen Konzentrationen gearbeitet, dass zwar die Unterschiede in der Dichte des Magnetit und Ilmenit, aber nicht diejenigen der farblosen Gemengteile in Frage kamen. Da ferner solche Gesteinsproben, welche besonders arm an Augiten waren, aber möglichst viel von dem titanhaltigen Mineral enthielten, allein für den in Rede stehenden Zweck ausgesucht wurden, erscheint unser Schluss hinsichtlich der Constanz der Mengenverhältnisse, welche als Verunreinigungen von den einzelnen Elementoxyden hinzukommen, begründet.

Wenn nun aber unser Titanmineral auch Kieselsäure enthält, so wird diese aus unserer Proportion zu streichen sein, da diese Proportion eben nur die in dem reinen Mineral nicht vorhandenen Elementoxyde enthalten darf; es muss aber alsdann die Kieselsäure sich in einen Anteil *a*) welcher dem reinen Mineral zukommt und einen Anteil *b*) welcher ausschliesslich von den Verunreinigungen herrührt, zerlegen lassen, derart, dass der Anteil *b*) wieder in die Proportion eingeführt werden kann. Man ersieht also, dass man durch derartige Überlegungen feststellen kann, welcher Teil von den durch die Analyse gefundenen Mengen von dem eigentlichen Mineral herrührt und welcher Teil von den Verunreinigungen.

e) Resultate der Analysen.

Es wurden nun zwei quantitative Analysen mit folgenden Ergebnissen ausgeführt (in betreff der Analysenmethoden vergleiche man die im vorigen Abschnitt bezüglich der Bauschanalyse des Gesteins gemachten Bemerkungen):

SiO_2	6·6	4·1
TiO_2	50·2	51·9
Al_2O_3	1·5	2·5
Fe_2O_3	28·9	27·2
MgO	10·7	11·9
CaO	1·5	0·9
$Na_2O + K_2O$	1·0	0·6
	100·4	99·1

Die Resultate sind hier nicht wie in den früheren Gesteinsanalysen auf Molekularquotienten umgerechnet, sondern es geben die angeschriebenen Zahlen die Gewichtsprozente der betreffenden Elementoxyde an.

Man kann, wie diese Zahlen durch einfache Umrechnungen erkennen lassen, die Probe 1 als mit 14% Verunreinigungen, die zur Analyse 2 führende Probe zur Analyse 1 führende als mit ungefähr 9% Verunrenigungen behaftet betrachten, und man erhält, indem man diese Verunreinigungen bezüglich der einzelnen Elementoxyde als proportional ihren gemäss der Bauschanalyse (Abschnitt dieser Abhandlung)

vorhandenen Mengen annimmt, einen Rest, welcher aus nahezu $^{11}/_{15}$ $FeTiO_3$ und $^{4}/_{15}$ $MgTiO_3$ sich zusammensetzt.

Von einer Trennung der Alkalien wurde bei der Ausführung dieser Analysen abgesehen, da die Menge der Alkalien gar zu geringfügig war und lediglich als Verunreinigung aufgefasst werden musste, zumal es kein sonderliches Interesse hatte zu erfahren, ob dieselbe wirklich dasjenige Mengenverhältnis der Alkalien zu einander hat, welches der Bauschanalyse entspricht, da bei derartig kleinen Mengen die Versuchsfehler schon in zu hohem Masse mitwirken.

f) Die Vermutung Soellners, dass nicht Ilmenit sondern Rhönit vorliege.

Zunächst folgt aus den Analysen, dass unser Mineral jedenfalls nicht reiner Ilmenit ist, nun findet sich aber in einer Arbeit von Söllner schon die Vermutung ausgesprochen, dass der vermeintliche Ilmenit das von Söllner neu aufgefundene Mineral «Rhönit» sei, wir haben daher zu dieser Arbeit[1] Stellung zu nehmen.

Vorweg sei bemerkt, dass die äusserst gründlichen Beobachtungen Söllners, welche oft durch ungünstiges Material erschwert gewesen sein dürften, hohe Anerkennung verdienen; als erwiesen kann gelten, dass vieles, was früher für Titaneisenglimmer gehalten wurde, in Wirklichkeit dieses den Amphibolen nahe stehende Mineral «Rhönit» ist, merkwürdigerweise fasst nun aber Söllner nicht den Titangehalt des Minerals als das Wesentlichste auf, sondern den aus ziemlich hypothetischen Analogien und Konstitutionsformeln von ihm gefolgerten Reichtum an Sesquioxyden.

Den Titangehalt fasst Söllner als einem gewissermassen nur zufälligen Ersatz des Siliciums durch das ihm analoge Element auf. Hierin stimme ich nicht mit Söllner überein, sondern meine, dass gerade durch den hohen Gehalt an Titan dieses Mineral seine dem Titaneisenglimmer ähnlichen Eigenschaften und seine Abweichungen von der Amphibolgruppe erlangt hat, welcher man es mit gleichem Recht wie den Aenigmatit selbst zurechnen kann. Betont doch auch schon Brögger die stark morphotrope Kraft, welche das Titan bei seinem Eintritt in einen Kristallbaustein ausübt,[2] hiedurch erklärt sich die starke Abweichung des Spaltungswinkels beim Aenigmatit von demjenigen der Hornblende und hieraus ebenso die ungefähr gleich grosse Differenz zwischen Rhönit und Hornblende hinsichtlich dieses Winkels.

Das nun aber in den von mir untersuchten Fällen nicht Rhönit vorliegt, scheint mir aus drei Gründen hervorzugehen: erstens ist meiner Analyse zufolge das Mineral anscheinend frei von Kieselsäure, die von Söllner mitgeteilte Analyse aber gibt 24·42% SiO^2 für dasselbe an; zweitens wurde an dem braunen Mineral der Bakonybasalte schon von Hofmann Einaxigkeit konstatiert, während der Rhönit zweiaxig sein soll; drittens konnte ich nicht den von Söllner für Rhönit angegebenen Pleochroismus konstatieren.

---

[1] Soellner: Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen, Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. und Paläont. Beil. Bd. 24, pag. 475—547, 1907.

[2] Vergleiche Zeitschr. für Krist. Bd. 16, pag. 423.

Die Beachtungen hinsichtlich der Spaltbarkeit, schienen in der Form, wie ich sie an meinen äusserst feinkörnigen Material anzustellen vermochte, nicht beweikräftig ; ich sah wohl Risse, blieb aber im Ungewissen darüber, ob dieselben mehr für die bei Ilmenit häufige Zwillingsbildung sprachen, welche zu Durchkreuzungswinkeln von 120° führt, oder ob dieselben durch die für Rhönit angegebenen Spaltungswinkel von 114° erklärbar seien. Natürliche Umgrenzungsflächen fehlten meinem Material gänzlich.

g) Gründe dafür, dass der Ilmenit Beimengungen von $MgTiO_3$ (Geikielith) enthielt.

Obgleich ich durch die Beobachtungen SÖLLNERS an anderen Basalten das Mineral Rhönit für sicher nachgewiesen halte, kann ich aus den angegebenen drei Gründen das Vorkommen desselben in den Basalten des Bakony doch nicht bestätigen. Für die Deutung des fraglichen Minerals muss in erster Linie das Resultat der chemischen Analysen massgebend sein und der hohe Magnesiumgehalt erklärt sich am einfachsten daraus, dass wir das Mineral als eine isomorphe Mischung von $FeTiO_3$ $MgTiO_3$ annehmen.

Denn in der Tat kristallisieren beide Substanzen in sehr ähnlichen Formen, obgleich nämlich das äusserst seltene natürliche Vorkommen keine Bestimmung der Kristallformen zulässt, sind wir doch durch die synthetischen Versuche von HAUTEFEUILLE[1] über den Kristallhabitus des Minerals Geikielith orientiert und zwar erhielt HAUTEFEUILLE sechsseitige oder rhomboederförmige Kriställchen, die derselbe aber doch für möglicherweise rhombisch hält; jedoch wurde an den natürlichen Vorkommen Einaxigkeit konstatiert, so dass wohl die Annahme näher liegt, dass dem Mineral hexagonale Symmetrie zukomme. Die Färbung wird als «bläulich- oder bräunlichschwarz, in dünnen Splittern auch blutrot» beschrieben, die Dichte beträgt 3,9—4.

Jedenfalls ist es hiernach durchaus nicht undenkbar, dass Ilmenit und Geikielith Mischkristalle bilden, auf die von LACROIX erwähnten magnesiahaltigen Ilmenitkristalle wurde bereits hingewiesen (Abschnitt 3a dieser Abhandlung; bereits von Mügge ist bezüglich dieser Angaben die Meinung geäussert worden, dass die Titanverbindung $MgTiO_3$ diesen Magnesiagehalt vermutlich bedinge). Überhaupt vermute ich, dass manche Vorkommen von Titaneisenglimmern innerhalb basischer Eruptivgesteine ihren relativ hohen Grad von Durchsichtigkeit durch Beimengungen von Geikielith erhalten haben, dass also das Vorkommen dieses Minerals keineswegs auf die Basalte des Bakonywaldes beschränkt ist.

Ferner verdienen noch folgende Analysen auffallender Varietäten von Titaneisen aufgeführt zu werden, welche ich der Mineralchemie von BAMMELSBERG entnehme.[2]

---

[1] HAUTEFEUILLE: Ann. chim. et phys. 1865, 4, 167.

[2] Erg. Heft zur 2. Aufl. pag. 232, 1886.

	I		II.
Titansäure	52·69		50·64
Eisenoxyd	6·91		9·87
Eisenoxydul . . .	26·50		17·78
Magnesia	11·85		11·64
Rückstand	2·07	*MnO*	5·17
	100·02	*CaO*	3·14
			98·24

Es entspricht I einem von Cohen[1] beschriebenen Vorkommen im Diamantsand Südafrikas und II einem von Heddle untersuchten Vorkommen zu Ben Bhreck, Tongue in Schottland.

Die Unterscheidung dieser magnesiahaltigen Titaneisenglimmer von Rhönit kann aber sehr schwierig sein und es geht auch schon aus den von Söllner für den Rhönit angegebenen Analysenresultaten hervor, dass eine nicht unerhebliche Ähnlichkeit mit unserem Mineral zu erwarten ist, denn addiert man innerhalb der auf Seite 496 von Söllner (l. c.) angegebenen Analyse die Gehalte an den Oxyden des Titans, Eisens und Magnesiums, so ergibt sich 45,16% als Summe der gemeinsamen chemischen Bestandteile von Rhönit und unserem Mineral.

Synthetische Versuche könnten vielleicht die Frage, in wie hohem Grade die Eisen- und Magnesiummetatitanate mit einander in kristallisierten Zustande mischbar sind, aufklären und ob wirklich durch Mischung diejenigen Farbentöne entstehen, welche das braune Mineral der Basalte des Bakony aufweist.

Im übrigen muss im voraus konstatiert werden, dass die Fabentöne innerhalb nicht unerheblicher Grenzen schwanken können und in hohem Grade von der Intensität der Lichtquelle und von der Dünne des Schliffs abhängen werden, denn nur so ist es erklärlich, dass auch über den reinen Eisenglimmer die Angaben über Durchsichtigkeit und Pleochroismus stark schwanken, z. B. erkannte erst Rinne 1890 den Eisenglanz als stark pleochroitisch.[2]

---

[1] Neues Jahrb. f. Min.. Geol. und. Paläont. 1887, 695.

[2] Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. 1890. I. 193.

IV.

BEZIEHUNGEN ZUR ALLGEMEINEN PETROGRAPHIE.

a) Geologische Stellung der Basalte des Bakony innerhalb der österreichisch-ungarischen Eruptivgesteine.

Es ermöglichen unsere chemisch-petrographischen Untersuchungen zunächst die Beziehungen des Bakonygebietes zu anderen tertiären ungarischen Vulkangebieten genauer als bisher zum Ausdruck zu bringen. Nach HOFMANN betrachtet man das Basaltgebiet des Bakony nur als einen Teil eines gemeinsamen teils basaltische, teils trachytische Bildungen enthaltenden, vorzugsweise linear ausgedehnten vulkanischen Bereichs, welcher das ungarische Neogenbecken quer von dem Rande der Alpen bis zu den Karpathen durchzieht.

Dem ostalpinen Ende dieses Gebirgszuges, welcher ausser durch vulkanische Massen sich auch durch das Emporgehobensein mesozoischer und noch älterer Schichtengesteine ausprägt, wären die Trachyt- und Basaltkuppen von Gleichenberg zuzurechnen, während das östliche Ende von dem Hügellande bei Salgótarján gebildet wird. Ausser mächtigen Trachytgebieten, die wir hier übergehen können, enthält der gesamte Gebirgszug drei höchst ähnliche basaltische Bezirke, die Waitzner, die Bakonyer und die steyrischen Basaltgebiete. In petrographischer Hinsicht jedoch ist die Zusammengehörigkeit der Vulkangebiete eine etwas andere, denn die Gesteine des Gleichenberg bilden schon den Übergang zu den Andesgesteinen, eine Mittelstellung, welche BECKE bereits erkannte,[1] man wird demnach zu der naheliegenden Meinung geführt, dass vorzugsweise diejenigen Eruptivgesteine, welche sich an die zentralen Teile einer Bruchlinie anschliessen, den Mittelgebirgs-typus deutlich erkennen lassen, dass aber in den Fällen, in welchen die Endpunkte der Bruchlinien innerhalb von Kettengebirgen liegen, auch die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine längs der Bruchlinie allmählich gegen die Grenzpunkte hin sich dem Andestypus nähert. Im übrigen aber sind die rein geologischen Schlüsse über die Beziehungen der Eruptivgesteine des Bakony zu den nächstliegenden Kettengebirgen in gutem Einklang mit denjenigen Schlüssen, welche wir aus der chemischen und mineralogischen Beschaffenheit der Basalte des Bakony gezogen haben.

---

[1] TSCHERMAKS Mineral. und petrogr. Mitteil. Bd. 22, pag. 248, 1903.

b) Einordnung der Bakony-Basalte in die Gesteine vom Mittelgebirgstypus und Gegensatz zu den Gesteinen vom Andestypus.

Bekanntlich ist von BECKE[1] die Regelmässigkeit betont worden, dass Mittelgebirgsgesteine vorwiegend von einem foyaitisch-theralitischen Magma sich abzuleiten pflegen, dass in Kettengebirgen hingegen mehr die granito-dioritischen, resp. gabbro-peridotitischen Gesteine dominieren (Andestypus). Indem BECKE die homologen Glieder der beiderlei Gesteinsreihen mit einander verglich, stellte er fest, dass durchgängig die Mittelgebirgsgesteine den geringeren Kieselsäuregehalt besitzen und hinsichtlich derselben ungesättigt sind; nun entspricht der für einen Basalt geringe Kieselsäuregehalt in unseren Analysen dieser Zugehörigkeit zum Mittelgebirgstypus vollkommen. Es schliessen sich unsere Basalte der Bauschanalyse nach enge an gewisse böhmische Mittelgebirgsgesteine an, was sich durch Berechnung der OSANN'schen Gesteinsparameter genauer ergibt.

c) Zur Frage nach der mikroskopischen Unterscheidung der einem gabbroischen Magma und der einem essexitischen Magma entstammenden Basalte.

Es möge noch die Frage aufgeworfen werden: Gibt es ausser den Daten der Bauschanalyse noch ein weiteres Kennzeichen zur Unterscheidung der sich aus gabbro-peridotitischen Magmen ableitenden Basalte von den sich aus foyaitisch-theralitischen Magmen ableitenden? Ist es vielleicht möglich, aus der mikroskopischen Beschaffenheit der Dünnschliffe die beiden Arten zu unterscheiden? Mit aller Reserve, wie sie bei einem solchen noch nicht als abgeschlossen ansehbaren und schwierigen Problem notwendig ist, sei die Vermutung geäussert, dass aus den foyaitisch-theralitischen Basaltmagmen sich das Titan als Ilmenit-Geikielith oder als Rhönit primär absondert (eventuell als Mikrolithe), dass es im Falle der gabboperidotitischen Magmen hingegen sich nur der Grundmasse oder in fester Lösung versteckt, den sonstigen Mineralien mitteilt und höchstens durch sekundäre Prozesse zur Bildung obiger Titanmineralien Anlass gibt.

Diese Vermutung begründen wir zunächst aus den Beobachtungsergibnissen an Titanmineralien und sodann auch durch theoretische Überlegungen. Ausser Betracht lassen wir den Titanit und Perowskit, die in beiderlei Gesteinstypen vorkommen können.

Bezüglich der anderen Titanmineralien liegen nun die Verhältnisse besonders klar am Rhönit, denn es ist unwahrscheinlich, dass ein der Hornblendegruppe so nahestehendes Mineral wie dieses sich sekundär bilden könne, bei Ilmenit-Geikielith hingegen wird die Möglichkeit einer sekundären Enstehung nicht ganz von der Hand zu weisen sein und durch diese Zweideutigkeit werden öfters Zweifel entstehen können. Alle die 30 Lokalitäten, welche SÖLLNER für das Vorkommen von Rhönit aufzählt, ordnen sich nun in der Tat dem Mittelgebirgstypus unter. Denn es beziehen sich diese 30 Vorkommen auf 18 Fundorte der Rhön,

[1] Vgl. TSCHERMAK's Mineral, und petrogr. Mitteil. Band 22, pag. 209, 1903.

je eine Lokalität im Vogelsgebirge, Limburgit des Siebengebirges, Leucitbasanitgebiet vom Laacher See, des Odenwalds, der Rheinpfalz, des Kaiserstuhls, Nephelinbasalts aus Schlesien, ferner auf vier Vorkommen in Böhmen und auf eines in Schweden, nämlich Snababerg.

Dieses letzte in Schonen gelegene Vorkommen befindet sich weit entfernt von dem skandinavischen Kettengebirge und dürfte ebenfalls dem Mittelgebirgstypus zuzurechnen sein.

Wie erklärt sich nun dieses Vorherrschen der Titanmineralien in den Mittelgebirgesteinen theoretisch? Da doch schliesslich die theralitisch-foyaitischen Magmen und gabbro-peridotitischen Magmen aus dem einen, gleichen Erdmagma entstammen, muss man von einem solchen Moment sprechen können, in welchem die Sonderung in diese beiden Magmen erfolgte. Für verschiedene Punkte der Erde mag dieser Moment äusserst verschieden gewesen sein, stets aber müssen die chemischen Elemente hierbei sich so auf die beiderlei Magmen verteilt haben, dass dem theralitisch foyatischen Magma die grössere Basizität, dem gabbro-peridotiitischen Magma im Vergleich zum anderen Magma die höhere Acidität zukommt, denn ceteris paribus ist das gabbro-peridotitische Gestein reicher, das foyaitisch-theralitische ärmer an Kieselsäure.

Das basische Ende des Differationsvorganges besteht nun nach den Untersuchungen Vogt's in der Eisenoxyd-Ilmenitabscheidung,[1] es muss also das Eisenerz und Titaneisen vorzugsweise dem theralitisch-foyaitischen Magma sich bei der in Rede stehenden Trennung mitteilen. Hinsichtlich des Eisens ist aber dieser Wanderungssinn nicht so leicht nachzuweisen wie hinsichtlich des Titans aus zweierlei Gründen: erstens ist die vorhandene Menge des Eisens weit grösser als die des Titans, eine Verschiebung um gleiche Differenzen macht also beim Titan einen weit grösseren Bruchteil der Gesamtmenge aus als beim Eisen und fällt daher beim Titan besonders leicht unter dem Mikroskop auf; zweitens kommt dem Eisen eine viel grössere Aufnahmsfähigkeit von Seiten der Gesteinskomponenten zu als dem Titan.

Die verschiedensten Mineralien vermögen als Nebenbestandteil Eisen aufzunehmen, ohne ihre Eigenschaften dadurch übermässig zu ändern, das Titan wird weit weniger als «Gast» geduldet, es verraten sich schon geringere prozentische Mengen durch die charakteristischen Titanmineralien, was auch auf die schwere Löslichkeit des Titans in Schmelzflüssen zurückgeführt werden kann, die sich bei vielen synthetischen Experimenten äussert, z. B. in der Ausscheidung relativ grosser Kristallindividuen von Titanmineralien in der Phosphorsalzperle.[2] Die Titanmineralien bilden daher in vielen Fällen förmliche Indikatoren dafür, ob das betreffende Gestein dem zur Anreichung von Eisen-Titanerzen führenden Ende des Differationsvorganges nahe steht oder nicht.

Es könnte noch die Frage aufgeworfen werden, wie es mit diesen theoretischen Betrachtungen stimmt, dass der Perowskit und Titanit doch offenbar auch in granit-dioritischen resp. gabbro-peridotitischen Magmen sich zu bilden vermag. Die Antwort scheint mir so lauten zu können, dass diese Mineralien ausgesprochenen

[1] Zeitschr. f. prakt. Geologie 1901 pag. 9 und 1900 pag. 370.

[2] A. Knop: Annalen der Chemie und Pharmacie 1871, Band 157, pag. 364—365. G. Wunder: Journal f. prakt. Chemie 1870. Neue Folge. Band 2, pag. 206—212 und ibid. 1871 (N. F. Band 4) pag. 339—349. A. Doss: Neues Jahrb. f. Mineral. Geol. und Paläont. 1894, Band 2. pag. 147—206.

Salzcharakter besitzen und dass ja auch den Arbeiten VOGT's gemäss die basischen Endglieder des Differationsvorganges nicht Titanit und Perowskit, sondern eben Ilmenit führen.

Es steht ja auch in kristallographischer Hinsicht der Ilmenit dem Eisenoxyd nahe und sondert sich scharf ab von dem pseudoregulären Perowskit. Freilich ist auch der Geikielith wohl als Salz und nicht als Doppeloxyd aufzufassen, aber derselbe spielt seiner prozentischen Menge nach nur eine geringe Rolle und tritt ferner nicht in freiem Zustande, sondern nur an Ilmenit gebunden auf; es mag in diesen Mittelgliedern zwischen Geikielith und Ilmenit, als welche wir das braune Mineral der Bakonybasalte auffassten, dem $MgTiO_3$ ein mehr oxydischer Charakter zukommen als in freiem, nicht an Ilmenit gebundenen Zustand. Man kann vielleicht beide Mineralien als amphoter im Sinne der modernen physikalischen Chemie bezeichnen.

INHALTS-VERZEICHNIS.

Pagina

I. Die Studien früherer Beobachter 3
II. Vergleich der basalen und Gipfelregion in einer und derselben Basaltkuppe 5
a) Geologisches hierzu 5
b) Methoden der quantitativen Analyse 6
c) Numerische Ergebnisse der Analysen 7
d) Mikroskopische Unterschiede der an der Basis und dem Gipfel einer und derselben Kuppe vorkommenden Basalte 9
III. Über den Ilmenit der Basalte des Bakony 10
a) Allgemeine Eigenschaften des Ilmenits 10
b) Hofmann's Beschreibung der in den Basalten des Bakony vorkommenden Ilmenite 10
c) Mechanische Trennung des Ilmenits von den sonstigen Gesteinskomponenten 11
d) Kunstgriff zur Berechnung der Verunreinigungen 12
e) Resultate der Analysen 13
f) Die Vermutung Soellner's, dass nicht Ilmenit, sondern Rhönit vorliege 14
g) Gründe dafür, dass der Ilmenit Beimengungen von $Mg\,Ti\,O_3$ (Geikielith) enthält 15
IV. Beziehungen zur allgemeinen Petrographie 17
a) Geologische Stellung der Basalte des Bakony innerhalb der österreichisch-ungarischen Eruptivgesteine 17
b) Einordnung der Bakony-Basalte in die Gesteine vom Mittelgebirgstypus und Gegensatz zu den Gesteinen vom Andestypus . . . 18
c) Zur Frage nach der mikroskopischen Unterscheidung der einem gabbroidischen Magma und der einem essexitischen Magma entstammenden Basalte 18

V.



ÜBER DIE SANDE DES BALATONBODENS.

VON

DR. GUSTAV MELCZER.



ÜBER DIE SANDE DES BALATONBODENS.

VON

DR. GUSTAV MELCZER.

Dem freundlichen Ersuchen des Herrn Professors v. LÓCZY Folge leistend übernahm ich die Untersuchung der Balatonsande hinsichtlich deren mineralischer Bestandteile. Aus dem vom Agrogeologen Herrn PETER TREITZ übernommenen, schon einer Schlämmung unterworfenen Material, wählte ich jene Sandarten, deren Körner eine genügende Grösse aufwiesen, da ja bekanntlich mineralogische Untersuchungen an allzukleinkörnigen Sanden zu keinerlei befriedigenden Resultaten führen.

Vermittels engmaschiger Siebe wurde dann das Material noch von seinen staubartigen Bestandteilen gereinigt und durch Anwendung entsprechend verdünnter THOULET'scher Lösung eine Sonderung des Quarzes und der Mineralien ähnlicher Dichte vorgenommen. Ein überwiegender Teil der Letztgenannten kommt nämlich bei Bestimmung des Ursprungs der Sande nicht in Betracht. Der Rest der Proben von hohem spezifischen Gewicht wurde entweder durch THOULET'sche Lösungen höherer Dichte neuerdings in Gruppen getrennt, oder aber sofort trocken und in verschieden stark lichtbrechenden Flüssigkeiten (THOULET'scher Lösung, Bromnaphtalin, Jodmetylen und der Mischung der beiden Letztgenannten), mit dem Mikroskop untersucht. Im Laufe der Untersuchung bediente ich mich eines FUESS'schen, grösseren Mikroskops (Modell I.); wegen der geringen Grösse der Körner musste ich meistens Okular III und Objective 4 und 7 verwenden.

Das Lichtbrechungsvermögen der einzelnen Körner bestimmte ich annähernd in den erwähnten Lösungen durch Beobachtung des sog. BECKE'schen Lichtstreifens, die pleochroitische Erscheinungen, Extinktion, optischen Charakter, die Lage der optischen Axe und deren Winkel wurden nach bekannten Verfahren bestimmt, indem ich dem Beleuchtungsapparat des Mikroskops die nötige Höhe gab, endlich gelangten in einzelnen Fällen auch noch spezielle chemische Reaktionen zur Anwendung. Häufig sind die Sandkörner in ihrer gerundeten, abgeschliffenen Gestalt zur Untersuchung weniger geeignet, so dass man, um bei solchen eine Bestimmung zu ermöglichen, die Körner erst isolieren, dann durch geeignetes Zersplittern, Zerdrücken vorbereiten musste, wodurch zugleich Gelegenheit geboten war, deren Spaltbarkeit zu beobachten.

Untersuchungen dieser Art an Sanden sind demnach äusserst umständlich, jedoch unerlässlich, da aus bequemeren Verfahren nicht die gehörige Genauigkeit

hinsichtlich der Endresultate resultirt. Neuerdings wurde dieses Isolierungsverfahren auch bei Untersuchungen an kompakten Gesteinen mit Erfolg in Anwendung gebracht, da das Verhalten der einzelnen Mineralien im Dünnschliff unter dem Mikroskop sehr oft bedeutende Ähnlichkeiten aufweist, so dass man dieselben ohne Sortierung und Befolgung des obgenannten Verfahrens nicht sicher bestimmen kann. Würde man sich dieses Verfahrens und einer grösseren Anzal chemischer Reaktionen bedienen, hätten wir gewiss weniger Gesteins- und Mineralnamen in der Petrographie!

Ich untersuchte folgende Sandarten:

Aszófő (A/25)	Fűzfősarok (IX/4 u. IX/5)
Keszthely (XVI/6)	Boglár (VI)
Tihany-Udvardi (XIII/9)	Balatonfenék (XVII)

Im Laufe der Untersuchung wurden Quarz und mit ihm die Mineralien von ähnlichem geringen spezifischen Gewicht nicht in Betracht genommen, unter denen von höherem spezifischen Gewichte aber habe ich besonders diejenigen eingehender untersucht, welche für die jüngeren eruptiven Gesteine von Bedeutung sind. Hiezu boten mir besonders die Sande von Fenék, Fűzfősarok und Boglár Gelegenheit. In ihnen befinden sich *Augit*-Körner (grösstenteils schwach bräunlich gefärbt), ferner *Epidot*, welcher übrigens auch in den übrigen Sanden nicht selten ist, dann *Ilmenit*- und in geringem Masse *Magnetit*. Im Sande von Boglár und Fenék fand ich auch unversehrte *Olivin*-Körner und wenig grünen *Amphibol*.

Die genannten Mineralien, ausgenommen Epidot, welchen ich sozusagen in allen untersuchten Sanden angetroffen habe, konnte ich in den übrigen untersuchten Sanden nicht bestimmt auffinden, jedoch lassen sich beinahe in allen rötlicher *Granat, Chloritoid* nachweisen, im Sande von Tihany-Udvardi und Fűzfasarok *Turmalin* und endlich in jenem von Fenék auch einige Körner *Diopsid*.

In dem Teil der Mineralien von höherem spezifischen Gewicht der untersuchten Sande werden zweifelsohne noch einige andere Mineralien gefunden werden und deren Bestimmung bleibt eventuell weiteren Untersuchungen überlassen.

K. u. k. Hofbuchdruckerei Viktor Hornyánszky.

VI.



DER GRUND DES BALATONSEES, SEINE MECHANISCHE UND CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

VON

PETER TREITZ.

MIT ELF TABELLEN.



EINLEITUNG.

Die klastischen Gesteine bilden erst seit der neuesten Zeit den Gegenstand einer genaueren Untersuchung, besonders seitdem die mikroskopische Erforschung der kristallinischen Gesteine so weit vorgeschritten ist, wenden immer mehr Fachgelehrte ihr Augenmerk der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Sande zu.

Die Meeres- und Seeablagerungen der Gegenwart wurden bisher nur auf ihre chemische Zusammensetzung geprüft, physikalische und mineralogische Analysen dieser Bildungen finden sich nur wenig in der Literatur vor.[1]

Die Untersuchung des aus dem Balatonsee stammenden Schlammes liefert den besten Beweis dessen, dass die Bauschanalyse solcher Gebilde keine sicheren Daten liefert, um aus diesen auf den Ursprung und auf die, bei der Entstehung obwaltenden geologischen Einflüsse und Verhältnisse schliessen zu können. Wohingegen aus den physikalischen und mineralogischen Untersuchungen, sogar bei den hier zur Anwendung gelangten einfachen optischen Methoden, in geologischer Hinsicht sehr wichtige Fragen gelöst werden können.

Die ersten Sanduntersuchungen wurden noch im XVIII. Jahrhundert ausschliesslich mit Anwendung des Mikroskopes ausgeführt. Der Sand wurde entweder in Form von losen Körnern oder in einen Kitt eingeschlossen als Sandsteinschliff untersucht. Später wurden die einzelnen Mineralkörner je nach ihrem spezifischen Gewichte durch schwere Lösungen in Gruppen getrennt und diese einzeln weiter untersucht.

---

[1] Report on the scientific results of the voyage of H. M. S. *Challenger* during the years 1873—76. W. Thomson and J. Murray. — Deap seas deposits 1891. Zepharovich R. v.: Die Halbinsel Tihany im Plattensee. Sitzungsber. der kais. Akad. d. Wiss. Wien 1856. Classe naturwiss. math. Bd. XIX. 26. S. 362. Riccardi L. Sande der adriat. Küste v. d. Pomündung bis Bari. Neues Jahrb. f. Mineral. Geolog. u. Palaeont. 1893. 2. 49. Retgers J. W.: Über die miner. und chem. Zusammensetzung d. Dünensande Hollands. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. 1895 Bd. I. 16. Schroeder van der Kolk. Bydrage tot de Karteering onzer Zandgronden. Verhand. d. k. Akad. Wetensch. Amsterdam. 6. 4. 1898. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. 1897 II. 346—1898 I. 122.

Bei grobkörnigen Sanden ist das ganze Verfahren einfach und erfordert nur wenig Zeit, sobald aber der Durchmesser der gröbsten Körner unter 0·1 mm bleibt, nimmt die Ausführung der Separation sehr viel Mühe und Zeit in Anspruch. Da ich leider über nicht so viel freie Zeit verfügte, um jede einzelne Probe der 55 Bodenarten, die einer mineralogischen und physikalischen Untersuchung unterzogen wurden, auch noch mittels schwerer Lösungen in Gruppen teilen zu können, musste ich mich zur Bestimmung der mineralogischen Beschaffenheit der Sande mit der einfachen optischen Methode begnügen. Das Bodenskelett, das ich bei der Schlämmanalyse rein erhielt, und dessen Korngrösse selten über 0·1 mm stieg, wurde in Kanadabalsam eingeschmolzen und wie ein Gesteinschliff untersucht. Die mikroskopischen Bestimmungen wurden auch noch durch chemische Reaktionen ergänzt.

Die tonigen Böden wurden zuerst geschlämmt, die Rückstände der Schlämmanalyse weiter mikroskopisch auf ihre mineralogische Zusammensetzung untersucht.

Der Gang der Analyse war folgender: Von dem lufttrockenen Boden werden 50—100 gr in Wasser aufgekocht und geschlämmt, in den einzelnen Schlämmprodukten wurde der kohlensaure Kalk, und im Bodenskelett mittels mikroskopischer Untersuchungen die Mineralien bestimmt. Seltene Mineralien oder jene, die in allen Bodenproben vorkommen, sind in den Tabellen nicht angeführt; es wurde vielmehr auf den Nachweis jener Minerale das Gewicht gelegt, welche hinsichtlich des Ursprungs, der Entstehungsweise der betreffenden Schichten Daten liefern, so z. B. Augit, Granat, Pyrit, Chalzedon, vulkanisches Glas u. s. w.

DIE UNTERSUCHUNGSMETHODEN.

Die Schlämmanalyse. Die Struktur der klastischen Gesteine wird durch die Schlämmanalyse am besten zum Ausdruck gebracht. Die Schlämmethoden haben von dem ersten, ältesten Klärungsverfahren von Khüne, bis zu den modernsten amerikanischen Zentrifugalverfahren viele Umwandlungen und Modifikationen durchgemacht, es können jedoch mit jedem Verfahren ganz exakte Resultate erzielt werden, sobald bei der Ausführung der Analysen mit genügender Genauigkeit vorgegangen wird und die zur Verhütung der Koagulation der tonigen Teile notwendigen Vorsichtsmassregeln eingehalten werden.

Die in den Tabellen I, III und V angeführten Daten habe ich mit einem kombinierten Verfahren von Williams-Fadejef[1] und Kopeczky[2] erhalten. Das Verfahren ist in kurzen Zügen folgendes: 25—50 gr Boden werden in einen 1 Liter fassenden Erlenmayer'schen Kolben mit destilliertem Wasser, dem 2—3 cm^3 Ammoniak zugefügt wurde, gekocht. Sandigen Schlickböden genügte ein fortgesetztes Kochen während 4—6 Stunden, während tonige Böden, Tonmergel aus den pannonischen Schichten nach 10—15 Stunden langem Kochen noch nicht zergingen.

Nach dem Abkühlen werden die Proben zuerst in zwei Teile geteilt, die tonigen Teile und das Mineralmehl vom Staube und Sande getrennt.

Die aufgeschlämmte Trübe wird aus dem Kochkolben in mehreren Raten in ein kleines 11—12 cm hohes und 5—6 cm breites Glas gegossen; aus diesem die nach 30 Minuten langer Klärung noch schwebende Trübe so oft abgehebert, bis das Wasser über dem Bodensatz nach 30 Minuten klar bleibt. Die abgesaugte Trübe wird in einem 22 cm hohen und 7—8 cm breiten Glaszylinder gesammelt und hier zur Abscheidung des Steinmehles einer 24 Stunden andauernden Klärung überlassen. Die nach 24 Stunden noch schwebenden Bodenteile werden als tonige Teile oder Argilite... 1. in einem grösseren Glasgefässe gesammelt, mit Kochsalzlösung koaguliert, auf einem tarierten Filter gesammelt, ausgewaschen, getrocknet und gewogen. Ein 8—10-maliges Abhebern der trüben Flüssigkeit genügt, um selbst bei Tonböden den Tongehalt von dem Steinmehle zu trennen, wohingegen die Flüssigkeit, wenn die Trennung der tonigen Teile am Gesamtboden vorgenommen wird, noch nach 30—60-maligem Abhebern trüb bleibt, da die gröberen Bodenpartikel beim Niedersinken viele Tonteilchen mit sich reissen.

---

[1] W. R. Williams. Untersuchungen über die mechanische Bodenanalyse. Forschungen aus dem Gebiete der Agricultur-Physik. 18. Bd. 1895.

[2] J. Kopecky: Die Bodenuntersuchung, u. s. w. Prag, 1901.

Der Bodensatz, der nach der Trennung des Tones übrig bleibt, wird nun in dem 23 cm hohen Zylinder einer weiteren Klärung von 2 Stunden ausgesetzt. Während dieser Zeit sinken alle Körner, die einen grösseren Durchmesser als 0·005 mm haben, zu Boden, schwebend bleibt: das Steinmehl . . . 2., welcher Bodenteil wieder in einem grösseren Glase gesammelt, sich nach 24 Stunden gänzlich abgesetzt haben muss und nun auf einen tarierten Filter gesammelt, getrocknet und gewogen wird. Der im Zylinder verbliebene Bodensatz wird jenem Bodenteile zugefügt, der aus dem Kopeczky'schen Schlämmapparat bei 0·2 mm Schlämmgeschwindigkeit mit dem Wasser ausströmt. Es ist dies: der feine Mineralstaub . . . 3.

Der Bodensatz, der im kleinen Glase und bei sandigen Böden, bei der Dekautation der trüben Flüssigkeit im Erlenmayer'schen Kochkolben verblieb, wird nun in dem kleinen Trichter des Kopeczky'schen Schlämmapparates gewaschen und nach Vorschrift in die Teile:

Grobstaub . . . . 4.
Feinsand . . . . 5.
Mittelsand . . . . 6.
Perlsand . . . . 7.

geteilt, die Gruppe 7, wenn nötig, mittels Siebsätze noch in weitere Untergruppen getrennt.

Bei der hier beschriebenen Schlämmethode erhalten wir folgende 7 Gruppen:

1. Tonige Teile oder Argilite,	Korngrösse	kleiner als 0·001	mm.
2. Mineralmehl	»	0·001—0·005	mm.
3. Mineralstaub, feinkörnig . .	»	0·005—0·01	»
4. Mineralstaub, grobkörnig .	»	0·01 —0·05	»
5. Sand, Feinsand	»	0·05 —0·1	»
6. Sand, Mittelsand	»	0·1 —0·25	»
7. Sand, Perlsand	»	0·2 —0·5	»

Enthält der Bodenrest im kleinen Schlämmtrichter noch gröbere Körner als 0·5 mm, so können diese mittels eines Siebsatzes noch weiter in Gruppen geteilt werden.

Die physikalische Zusammensetzung der Proben aus den Bohrungen Nr. I, VIII und XIII sind in den Tabellen Nr. I, III und V zusammengestellt.

DIE BESTIMMUNG DES KOHLENSAUREN KALKES.

In den einzelnen Bodenbestandteilen, die ich bei der Schlämmanalyse erhielt, bestimmte ich den kohlensauren Kalk nach der Scheibler'schen Methode.

Die Bestimmung des Kalkes der einzelnen Bodenbestandteile gibt uns Aufschluss über die Natur der betreffenden Schicht. Der Flugstaub, der die obere 3—4 m mächtige Bodenlage bildet, enthält im tonigen Teil und Mineralmehl 35—50% Kalk, während in den darunter liegenden neptunischen Ablagerungen im Feinboden nur 15—20% Kalk nachzuweisen waren.

Die Werte der Kalkbestimmungen sind in die Tabellen Nr. I, III, V, unterhalb der Perzentzahlen, welche die Menge der einzelnen Bodenbestandteile angeben, eingetragen.

Bei der Kalkbestimmung nach SCHEIBLER wurden natürlich die Dolomitkörner auch aufgeschlossen und als reiner Kalk bestimmt. Da aber — wie die Analyse des Flugstaubes zeigt — im ganzen nur 3·91% Mg neben 28·03% Kalk im Boden enthalten war, so würde die Magnesiabestimmung einer jeden Probe nur geringe Korrektion an den angegebenen berechneten Zahlenwerten verursachen. Die Bestimmung der kohlensauren Magnesia in einer jeden Probe war leider nicht ausführbar.

* * *

Es wäre sehr wünschenswert gewesen, neben dem Kalkgehalt auch den Aluminiumgehalt im tonigen Bodenteile zu bestimmen. Die Resultate dieser Analysen hätten die bei der Entstehung der einzelnen Schichten obwaltenden Verhältnisse mit grösserer Gewissheit angegeben, als die ausgeführten Schlämmanalysen und Kalkbestimmungen.

In dem Flugstaube ist eigentlicher Ton, Aluminiumsilikat, sehr wenig zu finden; 2·31% salzsäurelösliches Aluminiumoxyd im Flugstaub steht einem Maximalgehalte von 9·19% gegenüber, welch letztere Zahl sich aus der Analyse der 13·70 m tiefen Untergrundschicht bei Keszthely ergab. Wenn nun in den feinsten Teilen einer Untergrundschicht die chemische Analyse viel Aluminiumsilikate nachweist, so ist das ein Beweis, dass bei der Bildung dieser Schicht die Stelle mit seichtem, stehendem Wasser bedeckt war, in welchem sich eine Sumpfflora und Fauna entwickelt hat, welche die Verwitterung der aluminiumhaltigen Mineralien beschleunigt und die eine Ansammlung von tonigen Bestandteilen im Boden bewirkt haben. Weiters, dass der Staubfall zu dieser Zeit sehr gering war, der Teichgrund sehr langsam anwuchs, die Mineralkörner des Flugstaubes aber durch die Säuren, die bei der Fäulnis der organischen Stoffe — der Pflanzenreste und der Leichen der Wassertiere — unter Wasser entstanden, mehr oder weniger vollständig zersetzt wurden und der Boden sich allmählich an tonigen Bestandteilen anreicherte.

Wenn grosse Mengen von Flugstaub in den See niederregnen, so wächst der Seegrund rasch an, dann werden die Mineralkörner in geringerem Grade zersetzt, die entstehende Bodenschicht enthält weniger Ton. Ist hingegen der Staubfall gering, so entsteht ein tonreicher Boden.

Bei der Fäulnis der schwefelhaltigen organischen Stoffe entstehen Sulfidverbindungen. Die blaue oder grüne Farbe der Schichten im Teichgrunde stammt von dessen Sulfidgehalt her. Die Sulfide, namentlich das Calciumsulfid, setzt sich mit dem Eisengehalt des Bodens und des Teichwassers zu Eisensulfid um, welch letzteres Mineral mit der Zeit kristallinisch wird und im Boden als Pyrit oder Markasit enthalten ist. Je langsamer die Aufschüttung des Seegrundes von statten geht, umso üppiger ist die Entwickelung der Flora und der Wasserfauna in dem See. Im Schlamme häufen sich am Grunde immer grössere Mengen von organischen Stoffen an, durch deren Fäulnis das Seewasser an Eisenverbindungen angereichert und so für das Gedeihen der Eisenbakterien geeignet wird. Unter Mitwirkung derselben entsteht im Boden Sumpferz, welches dann das Eisensulfid

umhüllt und seine Kristallisation begünstigt. In den Untergrundschichten des Balatonsees habe ich nur in eisenschüssigen Böden in den Eisenkonkretionen eingeschlossen Pyrit gefunden.

In den Bodenproben der Bohrungen Nr. VIII und Nr. XIII konnte durch qualitative Analyse das Vorhandensein von Sulfiden nachgewiesen werden. (Tabelle Nr. IX.) Die Menge des unter gleichen Verhältnissen sich entwickelnden Schwefelwasserstoffes wurde je nach der Färbung des Silbernitratpapieres abgeschätzt und mit Werten von 0—5 angegeben. Mit 0 wurde jener Boden bezeichnet, bei dessen Behandlung mit Salzsäure sich keine Schwefelwasserstoffentwicklung bemerkbar machte, das Papier also weiss blieb. Eine vollständige Schwärzung des Papiers, d. i. eine maximale Menge von Sulfidverbindungen im Boden zeigt die Zahl V an. Da Pyrit von Salzsäure nicht zersetzt wird, blieb das Silbernitratpapier bei jenen Böden, die Pyrit enthielten, weiss; dieses Mineral konnte aber mikroskopisch nachgewiesen werden.

Der Grad der Entwickelung von Schwefelwasserstoff deutet auf die Umstände hin, unter welchen die Bildung der betreffenden Schicht verlief. In seichtem Wasser, in mooriger Umgebung entsteht Rasenerz, in welchem eingeschlossen Pyrit auskristallisiert. Am Grunde von tiefen Seen, wo der Boden seit seiner Ablagerung immer mit Wasser bedeckt war, findet sich in den graublauen und grünen Mergeln das Eisensulfid als amorphe Substanz vor, und aus ihm entwickelt sich bei Behandlung mit Salzsäure der Schwefelwasserstoff.

Mittels eines einfachen Versuches kann weiters Aufschluss erlangt werden über die Natur des dem Boden beigemengten Sandes, ob der Sand nämlich vor seiner Vermengung mit diesem Boden trockengelegt und der Wirkung des Windes ausgesetzt war oder ob dieser nach seiner Entstehung durch ein fliessendes Wasser direkt in den Teich transportiert wurde. Jedes Sandkorn, welches vom Wasser eine Strecke Weges mitgeschleppt wurde, ist mit einer eisenhaltigen Kruste umgeben. Eisenoxyd macht sich durch seine gelbe oder rote Färbung bemerkbar, Eisenoxydul kann aber erst durch chemische Reaktionen nachgewiesen werden; so z. B. färbt sich in Schwefelammonium die Eisenoxydulkruste auch schwarz.

Die Körner eines Sandes, die nach dem Zerfall des Gesteines von den Lehnen der Gebirge in die Täler, von hieraus durch die Bäche direkt in den See geschwemmt worden sind und seit der Zeit immer von Wasser bedeckt waren, führen eine Kruste von Eisendxydul.

Werden hingegen die Körner eines Sandes von seiner Ablagerung am Grunde des Sees durch den Wind bewegt, und trug der Sand, wenn auch auf kurze Zeit, eine noch so spärliche Vegetation, so werden die Eisenoxydulverbindungen der die Körner umhüllenden Kruste vollständig zu Eisenoxyd umgewandelt. In solchen Sanden ist in den Krusten keine Eisenoxydulverbindung nachweisbar.

Endlich finden wir Sande, deren Körner von eisenhaltigen Krusten umgeben sind, in welchen beide Verbindungen gleichmässig nachgewiesen werden können. Es sind dies die Sande der Vordünen unserer Flüsse im Tieflande. Bei diesen wurde ein Teil des Sandes als Vordüne am Ufer oder auf einer Insel angehäuft, auf deren Oberfläche allmählich eine Pflanzendecke entstanden war. Später wurde die Vordüne wieder durch den Fluss abgetragen und auf einer anderen Stelle mit frisch zugeschwemmtem Materiale vermengt abgelagert. Die Krusten an den Kör-

nern eines solchen Sandes geben gleichmässig Oxyd- und Oxydulreaktion; sie bestehen somit aus einem Gemenge von Eisenoxyd und Eisenoxydul.

Der Versuch zum Nachweis der Form der Eisenverbindung in der Kruste ist sehr einfach auszuführen. In eine Eprouvette von kleinen Dimensionen kommt ein kleines, gelbes oder rotes Korn Blutlaugensalz, darüber der zu untersuchende Sand, die Körner sollen das Salz ganz bedecken. Nun wird die Eprouvette bis zur Hälfte mit destilliertem Wasser aufgefüllt und ein kleiner Tropfen Schwefelsäure in die Eprouvette getan. Die Schwefelsäure verteilt sich sehr langsam im Wasser, zugleich mit der Lösung von Blutlaugensalz. Die Kruste, welche die Oberfläche der Körner bedeckt, wird allmählich angegriffen und der Oxyd- oder Oxydulform des Eisens gemäss blau gefärbt. Das Ferrozyankali gibt mit Oxydsalzen das charakteristische Ferriferrozyanid, das Berlinerblau. Die Kruste der Körner, die Eisenoxyd enthält, färbt sich in 24—48 Stunden blau, während eisenoxydulhaltige Krusten ungefärbt bleiben oder mit der Zeit von dem entstehenden Ferroferrizyanid weiss werden.

Das Eisenoxydul in den Krusten wird durch Ferrizyankali angezeigt, womit es das sogenannte Turnbulls-Blau bildet. Eisenoxydulhaltige Krusten färben sich mit rotem Blutlaugensalz blau.

DIE BESTIMMUNG DES SPEZIFISCHEN GEWICHTES.

(Tabelle Nr. X.)

Das spezifische Gewicht habe ich nur in einem Profile bestimmt. Den Böden des Untergrundes sind wechselnde Mengen von organischen Stoffen beigemengt, die das spezifische Gewicht in hohem Grade beeinflussen, so dass aus diesen Untersuchungen keine Folgerungen gezogen werden konnten.

Prof. Williams bestimmte das spezifische Gewicht der tonigen Teile des Bodens und konstatierte, dass dieses konstant 2·3 beträgt. Die zweiten und dritten Dezimalen wechseln je nach dem Humus- und Kalkgehalt.

In den Kalkböden von Pécs beträgt das spezifische Gewicht der feinsten tonigen Teile (bestehend aus Körnern unter 0·005 mm) je nach dem Kalkgehalt dieses Bodenteiles (5%—60%) im Minimum 2·59, im Maximum 2·71. Die Differenz ± 0·12. In den Kalkböden finden sich viel weniger Humusverbindungen in den feinsten Teilchen, als dass diese das spezifische Gewicht merklich beeinflussen würden. Das höhere oder niedrigere spezifische Gewicht hängt mit dem Eisen- und Kalkgehalt der feinsten Teile zusammen. Je höher der Eisen- und der Kalkgehalt, desto grösser das spezifische Gewicht.

Das spezifische Gewicht der untersuchten Bodenschichten schwankte von 2·38—2·739 (Tafel IX), wobei der höchste Wert der bei 10·60 m lagernden und einen hohen Eisengehalt aufweisenden Schicht zukommt. Das geringste spezifische Gewicht zeigte der bei Akali gesammelte Flugstaub, 2·38, welchem sehr viel feine Wurzelhaare beigemengt waren.

Zur Bestimmung des spezifischen Gewichtes erwärmte ich die Böden im Pyknometer, samt dem Wasser, auf 100° C, stellte sie hernach unter die Luftpumpe, um die Luft aus ihnen zu entfernen, und wog sie erst nach Abkühlen auf 15° C ab.

MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNG.

Zur Untersuchung unter dem Mikroskope verwandte ich Körner von 0·08—0·1 und 0·1—0·2 mm Grösse; dieselben wurden in Kanadabalsam eingebettet und die einzelnen Mineralien nach den üblichen Methoden bestimmt.

Die Bestimmung der Mineralien wird durch jenen Umstand sehr erschwert, dass die Körner weder scharfe Kanten, noch Spalten aufweisen, die meisten besitzen eine abgerundete Form; nur jene Individuen bleiben ganz, die gar keine Spalten und Risse aufweisen, die gut spaltbaren Stücke wurden durch den Wellenschlag zertrümmert.

Die Untersuchungen führte ich mit einem Mikroskope älterer Konstruktion aus und ergänzte die mineralogischen Analysen mit mikrochemischen Reaktionen.

Da in der kgl. ungar. Geologischen Anstalt keine Dünnschliffe von freien Sandkörnern ausgeführt werden können, so konnte ich mir diese Erleichterung während der Untersuchungen nicht zunutze machen.

Die Resultate der mineralogischen Untersuchungen sind in den Tabellen Nr. II, IV, VI, VIII angegeben.

Der bei der Schlämmanalyse zurückgebliebene Grobsand wurde mittels Siebe in Gruppen von gleicher Korngrösse geteilt und auch diese noch einer Analyse unterzogen, deren Ergebnisse in den Tabellen der Schlämmanalysen Nr. I, III und V verzeichnet sind.

DIE BESCHREIBUNG DER UNTERSUCHTEN BODENARTEN.

Die Untersuchung erstreckt sich auf die Böden der Bohrprofile

Nr. I.	zwischen Tihany und Rév	4 Stück.
Nr. XIII.	zwischen Tihany und Udvardi	14 »
Nr. VIII.	bei Aszófő	18 »
Nr. XV.	in der Mitte des Sees, in der Linie Boglár und Révfülüp	5 »
Nr. XVI.	bei Keszthely	7 »
Nr. X.	bei Sóstó	5 »
Flugstaub	aus der Seemitte	2 »
	Zusammen:	55 Proben.

Von den 55 Proben wurden sämtliche der mikroskopischen Analyse und 37 Stück (Nr. I, XIII, VIII) einer vollständigen Schlämmanalyse unterworfen. Bei dem Flugstaub, welcher in der Mitte des Sees bei Boglár gesammelt wurde, habe ich mittels der Schlämmanalyse sowie der mikroskopischen Analyse die physikalische und mineralogische Zusammensetzung bestimmt.

Flugstaub.

(Tabellen Nr. I und Nr. II.)

Die untersuchte Probe stammt aus einem Aufnahmsgefässe, welches zwischen Boglár und Révfülöp in der Mitte des Sees verankert war. Der Staub musste vor seinem Niederfallen in das Gefäss einen Weg von ca drei Kilometer über dem Wasserspiegel zurücklegen, das aufgefangene Material war also reiner Flugstaub.

Die Farbe der Probe war hellgrau, sie enthielt sehr wenig tonige Teile; fast die Hälfte des feinkörnigen Bestandteiles ist Kalksteinmehl (41%). Eisenhaltige Mineralien sind sehr wenig in ihr nachzuweisen, der Gesamteisengehalt beträgt 4·9%.

Infolge seiner physikalischen Zusammensetzung kann der Flugstaub als Typus eines solchen betrachtet werden. Der grösste Teil, 61%, wird von feinem Mineralstaub gebildet, dessen Körner einen Durchmesser von 0·01—0·05 mm besitzen; $^1/_5$ dieses Staubes ist kohlensaurer Kalk; kleinere Körner als 0·01 mm sind nur 18% enthalten, und $^2/_5$ dieses Teiles ist Kalk. In den grobkörnigeren Gruppen nimmt der Kalkgehalt ab, und zwar fast gleichmässig mit der Korngrösse. Die Körner der Gruppe 0·2 mm bestehen hauptsächlich aus Kalkkonkretionen, aus Bruchstücken von Muschelschalen, aus Insektenresten und aus sehr viel Wurzelhaaren. Namentlich war es die Körnergruppe 0·05—0·1 mm, deren grösster Teil durch ein feines Wurzelgeflecht gebildet wurde.

In der Probe konnten folgende Maximalgrössen für die einzelnen Minerale bestimmt werden:[1]

Quarz	0·125 × 0·125	mm.
»	0·125 × 0·200	»
Feldspat	0·15 × 0·11	»
Kalzit	0·10 × 0·17	»
Chalzedon . . .	0·175 × 0·175	»
» . . .	0·275 × 0·200	»

Ausser den hier genannten Mineralien fand ich in der Gruppe 0·08—0·01 mm folgende: Augit, Olivin, Granat (hellrosa gefärbt), Amphibol, Biotit, Muskovit und Chlorit. Betreffs der Glimmerblättchen ist bemerkenswert, dass im grobkörnigeren Teile nur Muskovit zu finden war, während Biotit und Chlorit, ihrem grösseren spezifischen Gewichte entsprechend, als kleinere Blättchen nur in der nächstfolgenden Gruppe vorkamen. Auch grünes vulkanisches Glas war in der Probe enthalten.

Bohrung Nr. I, zwischen Tihany und dem Szántodi rév.

(Tabellen Nr. I, Nr. II.)

Das Material dieses Bohrprofils unterscheidet sich wesentlich von jenem der übrigen Profile. Am Grunde des Sees fehlt die Flugstaubschicht, das Profil beginnt gleich mit einer harten sandigen Mergelbank. Weiter fehlen auch die Basaltminerale; bei der Ablagerung dieser Schichten waren die Basaltvulkane noch nicht tätig.

[1] Die hier ermittelten Werte stimmen vollkommen mit jenen überein, die Uden in Nordamerika erhalten hat. J. Walter: Das Gesetz der Wüstenbildung. Pag. 121.

Das Profil wird aus sandigen und staubigen Mergeln gebildet, Ton findet sich nur in der unterst erholten Schicht (10%). Kohlensaurer Kalk ist im ganzen Profile viel (10—36%) enthalten, doch der Kalkgehalt des tonigen Teiles erreicht nur in der obersten Schicht jene Höhe (40%), die wir bei den übrigen Profilen finden. Aus dieser Tatsache kann geschlossen werden, dass nur diese Schicht mit Flugstaub vermengt wurde, der in den darunter liegenden Schichten fehlt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung konnten folgende Minerale bestimmt werden:

1. ***Quarz.*** Der Quarz ist wasserhell, rein, Chalzedon fehlt.

2. ***Feldspat.*** Ortoklas wie Plagioklas war vorhanden, der letzterezeigt jedoch einen anderen Charakter als die im Basalttuff vorkommenden.

3. ***Glimmer.*** Muskovit und Chlorit fanden sich in grosser Menge vor, Biotit fehlt.

4. ***Kalzit.***

5. ***Amphibol.*** Amphibolsplitter sind seltener als in den übrigen Profilen.

6. ***Magnetit.***

7. ***Granat.*** Dieses Mineral scheint für die unteren Lagen charakteristisch zu sein, nur in den älteren pannonischen Schichten können die rosaroten Granatkristalle in solcher Menge aufgefunden werden. Doch müssen noch viele Untersuchungen ausgeführt werden, ehe diese Behauptung mit Gewissheit aufgestellt werden kann.

8. ***Zirkon.*** In der zur Untersuchung verwendeten Gruppe 0·1—0·2 mm kommt Zirkon nicht vor, dieses Mineral kann meistens in den Gruppen 0·005—0·01 mm aufgefunden werden.

Die Untersuchung der einzelnen Schichten lieferte folgende Resultate:

Die I-te Schicht liegt in einer Tiefe von 8·5 m unter Wasser; sie ist ein sandiger Mergel von sehr geringem Tongehalte. Im Bodenskelett sind Sandkörner von 4 mm Durchmesser enthalten. Organische Teile sind: Krebsschalen, verkohlte Pflanzenreste.

Die II-te Schicht; Lage 9·16 m. tief. Tonmergel, durch Kochen während 3×24 Stunden konnte die Probe noch nicht zu einer vollständigen Auflösung gebracht werden. Die Gruppen 0·05—0·1 mm bestehen durchwegs aus winzigen Konkretionen. Der Tongehalt ist infolge ungenügender Auflösung bloss 5%, Kalkgehalt wie Nr. I.

Die III-te Schicht; Lage 10·55 m tief. Sandiger Mergel enthält viel 0·2—0·5 mm Sandkörner, denen gröbere Basaltkörner beigemengt sind.

Die IV-te Schicht; Lage 11·4 m tief. Tonmergel enthält keinen Sand, die Körner über 0·2 mm bestehen durchwegs aus Mergelkonkretionen.

Folgerung: Aus den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung und aus der auffallenden Festigkeit der Materiale folgt, dass diese Schichten sich nicht aus dem Seewasser abgelagert haben, sondern viel älteren Ursprunges sind. Die Seeablagerungen des Balaton sind alle viel weicher, wurden nach kürzerem Kochen ganz aufgelöst und enthalten die charakteristischen Minerale des Basaltes.

Bohrprofil Nr. XIII, zwischen Tihany und Udvari.

(Tabellen Nr. III und Nr. IV.)

Diese Bohrung wurde in einem Seebusen abgeteuft, in welchen von den Abhängen sehr viel sandiges Material abgeschwemmt wurde. Schon der zweiten Schicht von 2·5 (5·50) m Tiefe war sehr viel Sand beigemengt. Er enthält Sandkörner über 0·2 mm Durchmesser mehr als 10%. In den Schichten von 2 m, 3·3 m, 4·5 m, 4·9 m Tiefe war kein Sand enthalten, ihr gesamtes Material wurde durch den Wind herbeigetragen. In der Nähe des Ufers ist naturgemäss das Material des Flugstaubes auch gröber als jenes, welches in grösserer Entfernung vom Ufer, z. B. in der Mitte des Sees, aufgefangen wurde. Der hohe Kalkgehalt der feinsten Teile (42%—76%) weist auf einen äolischen Ursprung hin.

In der Tiefe von 5 m (8·3 m vom Wasserspiegel ab gerechnet) beginnt eine Schichtenreihe, die eine von den oberen Lagen abweichende chemische und mineralogische Zusammensetzung aufweist. Der Kalkgehalt nimmt ab, organische Reste fehlen und neue Mineralien treten in grosser Menge auf, z. B. Granat. Olivin ist in den Schichten von 4·5—7 m vorhanden, fehlt aber in der oberen, sowie in der darunter liegenden Reihe. Amphibol fand sich in der ganzen Reihe vor, während Augit nicht nachgewiesen werden konnte.

Bemerkenswert sind die Schichten aus den Tiefen von 11·33 m, 11·64 m; ihr Material wird durch einen sehr sandigen und eisenschüssigen Mergel gebildet. Die Konkretionen sind mittels eines eisenreichen kalkigen Bindemittels verkittet; der kohlensaure Kalk der Probe entstammt diesem Kitt. A u f f a l l e n d i s t d a s g ä n z l i c h e F e h l e n d e s K a l z i t e s u n d d a s A u f t r e t e n d e s P y r i t e s als Gemengteil des Sandes. Die Körner dieses Sandes sind mit einer reinen Eisenoxydkruste umgeben; während an den Sanden aller übrigen Schichten Eisenoxydul in den Krusten nachgewiesen werden konnte, verlief diese Reaktion hier resultatlos.

Aus den Analysen kann folgender Schluss gezogen werden: Dieser Teil des Sees bildete während der Ablagerung dieser Sande ein Moor mit seichtem, stehendem Wasser, welches nachträglich trockengelegt wurde. Im Wasser des Moores bildeten sich organische Säuren, durch welche die Kalzitkörner aufgelöst wurden, daher das Fehlen der Kalzite im Sande. Im Moore bildete sich auch der Limonitgehalt aus, der die Körner zu einer Sandsteinbank verkittet hat. Von Eisenoxyd umgeben kristallisierte das Eisensulfid als Pyrit aus.

In den Mergelschichten, welche unter diesen eisenschüssigen Sanden liegen, waren Schalenreste von Schnecken, und ausserdem in geringer Menge Kalzitkörner zu finden, u. zw. viel weniger, als in der oberen Schichtenreihe. Die Bildung des Moores nahm bereits während der Ablagerung dieses unteren Mergels seinen Anfang.

Bohrprofil Nr. VIII, bei Aszófő.

(Tabellen Nr. V und Nr. VI.)

In der Schichtenreihe des Bohrprofils bei Aszófő ist das feinkörnige Material vorherrschend, der grösste Teil besteht aus Tonmergeln, sandige Böden sind nur die Schichten in der Tiefe von 4·62 m, 5·18 m, 6·04 m, 10·66 m und 16·90 m.

Den Ergebnissen der Schlämmanalyse gemäss kann das ganze Profil in zwei Teile getrennt werden, u. zw. in einen oberen, bis 5·99 m reichenden Schichten-

komplex, der hauptsächlich aus Flugstaub aufgebaut worden ist, und in eine untere Schichtenreihe, welcher durch die Niederschlagswässer wechselnde Mengen Steinschuttes beigemengt wurden. Die Böden dieser unteren Schichten haben ein festes Gefüge, sind von tonigem Charakter, meistens Tonmergel, deren Tongehalt das Zehnfache der oberen Flugstaubschichten ausmacht. Auch in der mineralogischen Zusammensetzung zeigt sich ein Unterschied. In der unteren Zone finden sich viele Granate, während in der oberen Zone dieses Mineral gänzlich fehlt.

Mineralogische Zusammensetzung. Unter allen zur Untersuchnng verwandten Bohrprofilen finden sich in keiner einzigen so viel Mineralarten als in diesem. Auffallend ist die grosse Menge der Augite, da ich in den übrigen Profilen nur hie und da ein Augitkorn vorgefunden habe. In diesem Profile konnten folgende Mineralarten festgestellt werden:

1. Quarz, 2. Orthoklas, 3. Plagioklas, 4. Muskovit, 5. Chlorit, 6. Amphibol, 7. Augit, 8. Pyroxen (rhombisch), 9. Olivin, 10. Kalzit, 11. Magnesit, 12. Granat, 13. Magnetit, 14. Leukoxen, 15. Pyrit.

Opal fehlt in diesem Profil. In den Schichten, die unter der Grenze von 16·90 m liegen, ist die Menge der Pyroxene auffallend gross, welcher Umstand seine Erklärung in der Nähe des Kraters von Tihany findet. Der Wind streute die Mineralien des zerbröckelnden Basalttuffes in die unmittelbare Umgegend des Kraters.

Bohrprofil Nr. XV, Bohrloch in der Mitte des Sees, Linie Boglár—Révfülöp.

(Tabelle Nr. VII.)

Das Material des Bohrprofils Nr. XV wurde nur einer teilweisen Schlämmanalyse unterzogen, indem aus dem Boden bloss der Sand als Rückstand im Schlämmtrichter aufbewahrt und zur mikroskopischen Untersuchung verwendet worden war.

Nach der mikroskopischen Prüfung zeigte sich, dass die obere Schichtenreihe von 1—5 m zum grössten Teil aus Flugstaub besteht, welchem noch eine wechselnde Menge von Flugsand beigemengt war (so z. B. auch der Schicht aus 2 m Tiefe, einem sandigen Mergel). Die Schichten von 0—2 m, und 4·30 sind feinkörnige Staubmergel.

Die mineralogische Zusammensetzung ist von den bisher untersuchten ziemlich abweichend. In den oberen Schichten finden sich viele Chalzedon- oder Feuersteinsplitter, die aus den Knollen der kristallinen Kalksteine entstammen und durch den Wind in den See geführt wurden. Die Richtigkeit dieser Beobachtung konnte durch die Untersuchung und den Vergleich eines Präparates, das ich aus den Feuerstein führenden Kalken von Balatonfüred anfertigte, bewiesen werden. Der Kalkstein und einige Knollen kamen in ein starkes Glas und wurden hier samt einigen Quarzkörnern so lange im Schüttelapparat gedreht, bis ein Kalksand entstand; dieser wurde geschlämmt und aus dem reinen Sand ein Präparat hergestellt. Dieses enthielt dieselben Chalzedonkörner, wie der Sand des Bohrloches.

In dem Schichtenkomplex, der unterhalb 5 m folgt, findet sich kein Chalzedon mehr vor, anstatt dessen tritt massenhaft Granat auf. Das Ausbleiben von

Chalzedon und Auftreten von weinrotem, gemeinem Granat nebst dem braunen Amphibol zeigt an, dass diese Schichtengruppe ganz anderen Ursprunges ist als die darüber liegende Reihe. Dieser Annahme entspricht auch die chemische Analyse, welcher zufolge in diesen Böden der Kalkgehalt abnimmt, während der Aluminium- und Eisengehalt anwächst.

Bohrprofil Nr. XVI, bei Keszthely.

(Tabelle Nr. VIII.)

In den Untergrundschichten des Sees finden sich bei Keszthely Glimmerblättchen in auffallend grosser Menge vor. Daraus ist zu schliessen, dass dieser Teil des Sees fortwährend als Ufer diente, wo, dem Wellenschlag ausgesetzt, die Glimmerblättchen sich ansammeln konnten. Denn nur am Ufer eines Sees oder in stillen Winkeln des Ufers grösserer Flüsse, wo der Strom des Wassers durch irgend ein Hindernis — Vordüne, Sandwall u. s. w. — gehemmt wurde, sammelt sich erfahrungsgemäss der Glimmer so massenhaft an. Die zweite Erscheinung, die bei der Untersuchung in die Augen trat, war, dass alle Sandkörner eine abgerundete, matte Oberfläche besitzen, was wieder auf eine längere Reise vor dem Winde als Flugsand hinweist, denn im Wasser runden sich so kleine Körner infolge ihres geringeren Gewichtes nicht ab, Körner von einem Durchmesser von 0·2—0·35 mm werden nur als Flugsand abgerundet.

In der Schichtenreihe finden sich ausser der obersten Deckschicht keine reinen Staubablagerungen vor.

Jeder Schicht ist eine grössere Menge Sandes beigemengt, welche von fliessendem Wasser mitgeführt und hier abgelagert worden ist. Als ein Strandgebilde enthält es viele Pflanzenreste, hauptsächlich sind die Schichten von 2·7 m und 4·7 m Tiefe ganz torfig.

In der Tiefe von 8·7 m und 9·58 m finden sich eisenschüssige Böden vor, die ähnlich jenen in den Profilen Nr. XIV, XIII und VIII viel eisenreiche Kalkkonkretionen enthalten, die Pyritkristalle umschliessen. In der Schicht bei 9·58 m sind weder Muschelschalen, noch Pflanzenreste zu finden. Der Bau dieser Schichten beweist, dass dieses Gebiet nach der Ablagerung des betreffenden Bodens vermoorte, dann ganz austrocknete. Die Pflanzenreste am Grunde des Sees verkohlten, der Boden wurde eisenschüssig, jedes Sandkorn im Boden bekam eine Kruste von Eisenoxydhydrat.

Was die Mineralarten des Bodens betrifft, so ist es bemerkenswert, dass sehr viele Chalzedonkörner und viel grüne Körner eines vulkanischen Glases dem Sande beigemengt sind. In diesem Bohrprofile war unter den Glimmerarten auch Biotit vertreten.

Die Bohrung erreichte die pannonischen Schichten noch nicht.

Bohrprofil Nr. X, bei Sóstó.

(Tabelle Nr. VIII.)

Das Material der oberen Schichten bis zu einer Tiefe von 3·5 m besteht aus Flugstaub, darunter folgen sandige Böden, in welchen zwei eisenreiche Lagen mit dünnen Ortsteinbänken vorkommen (3·7 m und 8·90 m). In den Sandschichten finden sich Konkretionen von Limonit, die Pyritkristalle einschliessen. Betreffs der

mineralogischen Zusammensetzung des Sandes fällt das Fehlen des Chalzedon und des vulkanischen Glases auf. Das Bohrloch liegt südöstlich vom vulkanischen Gebiete und die herrschende Windrichtung der Gegend ist eine nordwestliche, infolgedessen die Abwesenheit dieser beiden in den übrigen Bohrprofilen häufigen Minerale erklärlich ist.

Der Sand besteht aus folgenden Mineralarten:

1. Quarz, 2. Feldspat, 3. Muskovit, 4. Chlorit, 5. Amphibol (braun), 6. Kalzit, 7. Dolomit, 8. Granat, 9. Turmalin, 10. Pyrit, 11. Magnetit.

In den tieferen Schichten finden sich viel grosse Glimmerblätter, welcher Umstand auf eine Strandbildung hinweist. Am Ufer eines Sees oder grösseren Flusses werden die Glimmerblättchen durch den Wellenschlag angehäuft. Die eisenreichen Schichten weisen auf das Austrocknen des Sees hin. Die eisenreiche Schicht bei 8·10 m Tiefe fällt mit derjenigen von Keszthely (8·7 m) zusammen. Die Pyritkristalle sind in den Limonitkonkretionen eingeschlossen.

ZUSAMMENFASSUNG.

In der Tabelle XI wurden die Profile von vierzehn Bohrungen zusammengestellt und jedes Material der Profile auf Grund makroskopischer Untersuchung charakterisiert und beschrieben.

Aus den in dieser Tabelle mitgeteilten Daten können, wenn wir dieselben mit den Angaben der vorhergehenden zehn Tabellen ergänzen, überaus interessante und vom geologischen Gesichtspunkte wichtige Schlüsse gezogen werden.

1. Die obere Schicht einer jeden Bohrung besteht in 2—5 m Mächtigkeit aus einem leichten (spezifisches Gewicht 2·3—2·7), weissen, sehr feinkörnigen, kreideartigen Material, in dessen feinsten Gemengteilen, im s. g. tonigen Teile, nur sehr wenig kieselsaures Aluminium enthalten ist. 50—70% des tonigen Teiles ist kohlensaurer Kalk.

Durch die aus der Schlämmanalyse sich ergebende physikalische Zusammensetzung werden jene Daten, welche Uden in Nordamerika auf experimentaler Grundlage gewonnen hat, bekräftigt. Uden stellte nämlich Versuche behufs Ermittlung der Transportfähigkeit des normalen Windes den Quarzkörnern gegenüber an, d. i. er wollte nachweisen, bis zu welcher Entfernung ein Wind von normaler Stärke eine gewisse Körnergrösse zu treiben imstande ist. Seine diesbezüglichen Versuche ergaben die folgenden Resultate.

Es werden transportiert:

grober Sand,	Durchmesser	der	Körner	$1-1/4$ m/m;	1 — 0·25 m/m	bloss auf einige Meter
mittlerer »	»	»	»	$1/4-1/8$ » ;	0·25 — 0·125 »	auf 1 Km Entfernung,
feiner »	»	»	»	$1/8-1/16$ » ;	0·125 — 0·062 »	» einige Km »
grober Staub,	»	»	»	$1/16-1/32$ » ;	0·062 — 0·031 »	» 100 Km »
feiner »	»	»	»	$1/32-1/64$ » ;	0·031 — 0·015 »	» 500 » »
Mineralmehl	»	»	»	$1/64-$? » ;	0·015 — ? »	werden von der aufsteigenden Luftströmung in die Wolkenregion empor- und hier um die ganze Erde getragen.

In der Mitte des Balatonsees war in dem dort 3 Km vom Ufer entfernt verankerten Verdampfungsmesser 0·2×0·2 mm Durchmesser die Maximalgrösse des leichteren Chalzedon; vom schwereren kristallinischen Quarz war das Korn mit einem Durchmesser von 0·12×0·2 mm das grösste. Die hier mitgeteilten Korngrössen stehen mit den durch Uden in Nordamerika festgestellten in vollem Einklang.

Bei der Schlämmanalyse konnte ich mich davon überzeugen, dass im tonigen Teile des fallenden Staubes ausserordentlich geringe Mengen von eigentlichem

Ton enthalten sind; die kleinere Hälfte des tonigen Teiles wird von Kalksteinmehl, die grössere dagegen aus den feinen Partikeln kieselsaurer Mineralien zusammengesetzt. Beim Dekantieren konnte die Trübe nach dem zweiten Abhebern durch keine Salzlösung koaguliert werden. Wenn im tonigen Teile viel Ton enthalten ist (verwittertes Aluminiumsilikat), so koaguliert es nach Versetzen mit etwas Kalksalz, neutraler Kali- oder Natronsalzlösung sofort und die entstandenen Flocken sinken in 2—6 Stunden zugrunde.

Ein dem an der Wasserfläche aufgefangenen fallenden Staube sehr ähnliches Material bedeckt, mit Ausnahme des Abschnittes zwischen Tihany und Rév [1] den ganzen Seegrund. Seine Farbe ist weiss, es ist ausserordentlich leicht, von geringem Volumgewicht, porös und sehr kalkreich. Die oberen Schichten des Balatonseegrundes weichen von dem den Grund der Seen am grossen Alföld bedeckenden Schlamme ab, obzwar auch dieser grösstenteils aus fallendem Staube entstanden ist. Nur weist das Wasser der letzteren Seen einen namhaften Gehalt an kohlensaurem Natrium auf, zeitweilig verdichtet es sich und trocknet ein. Durch das kohlensaure Natrium des Wassers werden die Mineralkörner energisch aufgeschlossen, es entsteht aus den kieselsäurehaltigen Mineralien Ton und überdies leben im sodahaltigen Wasser zahllose kleine Tiere, deren Leichen den Tongehalt des Seeschlammes noch erhöhen. Der Schlamm der Sodaseen am grossen Alföld ist stark ton- und humushaltig.

Der ausserordentlich hohe Kalkgehalt des fallenden Staubes in der Balatongegend findet seine Erklärung in den Kalksteingebirgen und kalkigen Schichten der Umgebung, sowie in dem grossen Kalkgehalt der den See speisenden Flusswasser.

Ein Teil des Kalkgehaltes des fallenden Staubes wird von den lose gefügten kalkigen Erden, dem Löss und pannonischen Mergel, ferner durch die Zerstäubungsprodukte des leicht zerfallenden Kalksteines und Mergels geliefert. Aus dem kalkhaltigen Seewasser wird bei Temperatur- und Barometerschwankungen Kohlensäure frei, wobei ein Teil des Kalziumhydrokarbonats als formloser, überaus feiner Staub ausfällt und zu Boden sinkt. Der Kalkgehalt des Seegrundes wird auch durch tierische Kalkschalen erhöht. Beim Sinken des Seespiegels trocknet dieser feine Bodenstaub an den Rändern aus, sein Material wird von den Winden über den ganzen See verstreut, ja sogar auf die umgebenden Berghänge getragen.

In den am grossen Alföld aufgesammelten Proben des fallenden Staubes war ausnahmslos weniger Kalk und mehr Humus (nicht ganze Pflanzenteile!) enthalten. Bloss der Bodenschlamm der Sodaseen im Donautale hat 40% Kalk aufgewiesen, doch ist es bekannt, dass diese wasserständigen Strecken bis vor Kurzem durch das kalkhaltige Wasser der Donau aufgesucht wurden.

Im fallenden Staube befand sich eine beträchtliche Menge von Wurzelhaaren; dieselben sind vollständig, es zeigt sich an ihnen keine Spur der Humifikation. Die Wurzelhaare sammelten sich beim Schlämmen in der Körnergruppe 0·1—0·05 mm an und bildeten ganz mollartige Büschel. Im groben Teile (0·1—0·2 mm) fanden sich zahlreiche tierische Chitinfragmente und Mergelkonkretionen vor.

---

[1] In der Enge zwischen Tihany und Rév ist das Wasser in fortwährender Strömung begriffen und die winzigen Mineralien des fallenden Staubes wurden durch das ablaufende Wasser der Sió fortgeführt, so dass unmittelbar die pannonischen Schichten an die Oberfläche gelangten.

2. Unter dem fallenden Staube folgt überall (mit Ausnahme der Probe Nr. I) Torf oder torfiger Staub. Die Mächtigkeit dieser torfigen Schicht ist 0·5—2 m, die Pflanzenreste in derselben sind verkohlt. Ein so tiefgründiger Torf konnte sich nur in seichterem und stagnierendem, stehenden Wasser ausbilden. Das Wasser des Balatonsees wurde zu jener Zeit nicht in so hohem Masse erneuert wie heutzutage. Die heutigen Bäche und Flüsse haben sich entweder nicht in den Balatonsee ergossen oder aber sie führten weniger Wasser.

Die in den Balaton sich ergiessenden Wasser bringen nämlich heute soviel Sauerstoff mit sich, als zur Zersetzung der unter Wasser getauchten Pflanzenreste notwendig ist; heute kann sich demnach kein Torf bilden. Zur Zeit der Vegetation der Torfschicht konnte der See notwendigerweise keinen Abfluss besessen haben. Die jährlichen Niederschlagswasser mussten in demselben verdampfen, das Seewasser wurde immer saurer, die Zersetzung der zu Boden gesunkenen Pflanzenreste immer flauer, wodurch die Torfbildung ihren Anfang nahm.

Zur Zeit der Bildung der Torfschicht war also der Balaton ein abflussloser See, das Klima ein trockeneres.

3. Unter der Torfschicht folgt ein limonitischer eisenhaltiger Ton oder eisenschüssige Sandschichten.

Eine limonitische Schicht bildet sich am Grunde eines mit üppiger Sumpfvegetation bedeckten stehenden Gewässers. Die Ausscheidung des Eisens erfolgt aus humussaurem Wasser einerseits unter Mitwirkung der zur Familie Ochreaceae gehörenden Eisenbakterien, anderseits bei Verdichtung oder gänzlichem Eintrocknen des die humussauren Eisenverbindungen enthaltenden Seewassers. Eisenkonkretionen, Bohnerze können auch am Grunde von beständig mit Wasser bedeckten Stellen entstehen, zur Entstehung eisenhaltiger Schichten aber ist das zeitweise Austrocknen des Sees notwendig. In diesen eisenhaltigen Schichten sind nämlich keine Pflanzenteile vorhanden, da beim Austrocknen des Sees die an seinem Grunde abgelagerten Pflanzenreste mit dem Sauerstoff der Luft in Berührung kommen, hierbei zersetzt werden und ihr Eisengehalt in den Schlamm übergeht.

Die limonitische Schicht ist 4—6 m mächtig; zur Zeit ihrer Bildung war in der Erneuerung des Seewassers durch lebendes Wasser ein vollkommener Stillstand eingetreten, das Klima aber war noch trockener.

4. Die limonitischen Schichten schliessen abwärts immer weniger eisenrostführende Lagen ein und lagern schliesslich einem reinen blauen Ton oder blauen Mergel auf.

Blauer Ton, blauer Mergel und blauer Sandmergel gelangen am Grunde von beständig und mit sich erneuerndem Wasser bedeckten Strecken zur Ablagerung. Die den Sandkörnern dieser blauen Sedimente anhaftende Eisenkruste ist reines Eisenoxydul (die Sandkörner der limonitischen Schichten sind mit einer Eisenoxydschicht umgeben), so dass sich bei denselben keine Oxydreaktion ergab. (S. pag. 9.)

Die Farbe des blauen Tones oder Mergels rührt von dem in demselben enthaltenen kristallinischen Eisensulfid her; bei Behandlung mit Salzsäure entwickelt sich Schwefelwasserstoff (Tabelle IX). In den limonitischen Schichten hat sich das Eisensulfid in der Form von Eisenkies auskristallisiert, aus welchem sich mit Salzsäure kein Schwefelwasserstoff entwickelt.

Vor der Bildung der limonitischen Schichten war der Balaton also mit tieferem und sich erneuerndem Wasser bedeckt und das Klima war feucht.

5. Unter den blauen Ton- und sandigen Mergelschichten folgen abermals eisenschüssige Schichten, bei zwei Bohrungen (Nr. IX und XI) unter 11 m sogar typischer fallender Staub. Diesem letzteren entsprechen anderenorts sehr stark eisenschüssige Schichten, welche keine Pflanzenreste führen, in deren Eisenkonkretionen jedoch Pyriteinschlüsse vorhanden sind.

Die eisenschüssige, wie die Schicht des fallenden Staubes sprechen für ein sehr arides Klima.

6. Die Schichten des fallenden Staubes und eisenschüssigen Mergels gehen allmählich in eine dunkelblaue Tiefwasserablagerung von dichtem Gefüge über. Unter 12 m Tiefe ist keine eisenschüssige Schicht vorhanden, es wurden ausschliesslich blaue Mergel aufgeschlossen, wie sie am Grunde von mit tiefem Wasser ständig bedeckten Seen gewöhnlich vorhanden sind.

Zur Zeit als diese Schicht abgelagert wurde, war der Balaton also mit tiefem Wasser bedeckt und es herrschte feuchteres Klima.

7. Das Material der Bohrung I weicht von jenem der übrigen Bohrungen sowohl bezüglich des Mineralgehaltes, als auch der Beschaffenheit ab. Diese Stelle stand immer unter tiefem Wasser. Das Material selbst gelangte vor der Basalteruption zur Ablagerung.

Aus dem in Punkt 2—6 Angeführten ist ersichtlich, dass während der Ablagerung der mittels Bohrungen aufgeschlossenen (1—15 m mächtigen) Schichtenreihen das Klima zweimal eine Veränderung erlitten hat: es war zweimal trocken und zweimal feucht.

Während der ersten trockenen Periode, die auf eine feuchte gefolgt war, hat ein starker Staubfall stattgefunden; bei den Bohrungen IX und XI ist die erste Staublage 3·5 m mächtig. Die nassen Landstrecken waren mit stagnierendem, stehendem Wasser bedeckt; das stehende Wasser wurde durch lebendes Wasser nicht erneuert, infolgedessen ein Rückgang in der Zersetzung der Pflanzenreste eintrat und die Torfbildung ihren Anfang nahm. Die dem fallenden Staube beigemengten Pflanzenteile sind schwarz, verkohlt.

Allmählich verdunstete das Wasser vollständig, der organische Teil des Torfes oxydierte, sein Eisengehalt jedoch blieb in der Form von Eisenoxyd erhalten und färbte den Boden rot. Es entstanden eisenschüssige Tonmergel und Sandschichten.

Hiernach trat abermals feuchtes Klima ein; der See war beständig mit Wasser bedeckt, dem immer mehr und mehr lebendes Wasser zugeflossen war. Das fortwährend sich erneuernde Wasser konnte nicht sauer werden, infolgedessen die Pflanzenreste in demselben oxydiert wurden. Der Staubfall nahm ab und die Ablagerung der Wassersedimente zu. Die am Seegrund abgesetzte Bildung ist blauer Mergel.

Das feuchte Klima, welches durch viel Niederschläge und üppige Vegetation gekennzeichnet ist, war nicht beständig. Es trat abermals eine trockenere Periode ein, in welcher sich die Niederschläge wie die Erneuerung des Seewassers vermindert hatten. Das den See bedeckende seichte Wasser war erst mit einer Sumpfvegetation bedeckt, die nach dem völligen Austrocknen des Sees zur Bildung von Eisenkonkretionen führenden Mergeln und eisenschüssigen Erden führte. Der Staubfall nahm hierbei abermals zu und in den damals abgelagerten Schichten des

Bodenschlammes fällt dem fallenden Staube eine immer bedeutender werdende Rolle zu. Die obersten Lagen bestehen dann schliesslich bloss aus demselben.

In der historischen Zeit gingen wir dem feuchteren Klima entgegen; der Staubfall wurde abermals geringer, die Niederschläge beträchtlicher und der See bedeckte sich mit einer Sumpfvegetation, deren Reste in Form der oberen Torfschicht erhalten blieben.

Ein Beweis für die im Obigen skizzierten, im Diluvium vor sich gegangenen klimatischen Schwankungen wird auch durch die Lössablagerungen des Gebietes jenseits der Donau geliefert. Auch hier kann mit wenig Ausnahmen ein unterer Löss unterschieden werden, dessen obere Schicht durch den Humus der Pflanzendecke, welche in der späteren, feuchteren Periode zur Entfaltung gelangt war, aufgeschlossen, verwittert und verlehmt ist. Ferner lässt sich hier eine obere Lössschicht erkennen, die sich von der roten in ihrem Liegenden befindlichen tonigen Oberfläche der unteren Lössschicht scharf abhebt und deren Oberfläche ebenfalls verlehmt ist.

Aus dem Besagten ist ersichtlich, zu welch wichtigen geologischen Daten die Analyse der durch die Bohrungen zutage geförderten Bodenarten führen kann; doch ergibt sich auch, dass die chemische Analyse der Durchschnittsproben allein wenig geologische Aufschlüsse resultiert, während aus der Separation der einzelnen Bodengemengteile und der an diesen vorgenommenen Untersuchungen sowie der einfachen Aufzählung der sich hieraus ergebenden Resultate bereits wichtige und sichere Schlüsse gezogen werden können.

TABELLE I.

Mechanische Analyse des Flugstaubes und der Schichten des Bohrprofiles Nr. I zwischen Tihany und dem Szántodi rév.

Nummer	Tiefe der Schicht Meter	Bodenart	Kohlensaurer Kalk	Ton	Steinmehl	Staub	Sand: Fein	Sand: Mittel	Sand: Perl	Sand: Grob	Summe	Zusammensetzung der Körner über 0·2 mm Grösse
				Körnergrösse in Millimetern: Kleiner als 0·001	0·001—0·005	0·005—0·05	0·05—0·1	0·1—0·2	0·2—0·5	< 0·5	Gew. %	
						Flugstaub						
1	0	Staub	—	17·74	61·20		2·34	15·76	2·12	1·18	100·34	
—		—	$CaCO_3$	40·80	21·87		13·40	—	—	—	—	
						Bohrprofil Nr. I zwischen Tihany und dem Szántodi rév.						
1	8·50	Sandiger Mergel	—	5·35	27·34	22·63	32·60	8·36	3·63	—	99·92	Reiner Sand, Körnergrösse 0·37—0·75 mm, Konchylienschalen.
—	—		$CaCO_3$	36·95	—	39·85	23·94	17·21	—	—	—	Grobsand, Körnergrösse 4 mm, Basaltkörner, Lydit, Kalk- u. Eisenkonkretionen, verkohlte Pflanzenreste.
2	9·16	Tonmergel	—	5·51	14·42	4·32	55·35	17·65	2·33	—	99·58	Sand fehlt. Die Körner über 0·25 mm bestehen aus Mergelknollen, die beim Zerkochen intakt bleiben.
—	—		$CaCO_3$	20·—	—	23·01	27·20	18·83	—	—	—	
3	10·50	Sandiger Mergel	—	4·81	1·32	8·04	20·12	56·—	6·81	2·91	100·02	Reiner Sand 0·25 mm, Quarz und Kieselkörner von 2—5 mm Grösse, Basaltkörner, Konchylienschalen und verkohlte Pflanzenreste.
—	—		$CaCO_3$	10·50	14·28	21·42	11·94	10·11	—	—	—	
4	11·40	Tonmergel	—	10·52	11·52	64·10	11·24	1·20	—	—	99·08	Sand fehlt, die groben Körner bestehen aus Kalkkonkretionen.
—	—		$CaCO_3$	17·12	25·05	22·32	—	—	—	—	—	

TABELLE II.

Mineralogische Zusammensetzung des Flugstaubes der Schichten des Bohrprofiles Nr. I zwischen Tihany und dem Szántodi rév.

Nummer u. Zeichen der Bohrung				Organische Stoffe				Mineral-Arten														
								Quarz		Feldspat		Glimmer				Pyroxen						
Nummer	Tiefe der Schicht	Bodenart der Schicht	Körnergrösse des untersuchten Materiales Millimeter	Schnekken-schalen	Krebs-schalen	Diato-meen	—	Chalzedon	Reiner Quarz	Ortho-klas	Plagio-klas	Mus-kovit	Biotit	Chlo-rit	Amphibol	Augit	—	Olivin	Kalzit	Dolomit	Granat	Turmalin
Flugstaub																						
1	—	Staub	0·1—0·05	—	I.	V.	Chitin-reste	V.	V.	III.	III.	III.	—	III.	I.	—	—	I.	V.	III.	V.	—
1	—	»	0.05—0.01	—	I.	V.	Chitin	V.	V.	III.	III.	III.	III.	III.	—	—	—	—	V.	III.	V.	I.
Bohrprofil zwischen Tihany und dem Szántodi rév.																						
1	8.50	Sand-mergel	0·05—0·1	—	I.	—	—	—	V.	III.	III.	V.	—	I.	—	—	—	—	V.	V.	II.	—
3	10.50	„	0·05—0·1	—	I.	—	—	—	V.	III.	III.	II.	—	—	I.	—	—	—	V.	V.	—	—

TABELLE III.

Mineralogische Zusammensetzung der Schichten des Bohrprofiles Nr. XIII zwischen Tihany und Udvari.

Nummer	Tiefe der Schicht; Meter	Bodenart der Schicht	Körnergrösse Millimeter	Organische Stoffe				Mineralarten																
								Quarz		Feldspat		Glimmer			Amphibol	Pyroxen		Olivin	Kalzit	Dolomit	Granat	Turmalin	Magnetit	Pyrit
				Schneckenschalen	Krebsschalen	Dieatomeen	Pflanzenreste	Reiner	Chalzedon	Orthoklas	Plagioklas	Muskovit	Biotit	Chlorit		Augit	—							
1	2	Tonmergel	0·09—0·1	II.	II.	II.	III.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	I.	—	—	II.	V.	III.	—	—	III.	—
2	2·5	"	0·1—0·15	—	IV.	–	IV.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	II.	—	—	—	V.	III.	—	—	III.	—
3	3·3	Eisenreicher Tonmergel	0·1—0·15	—	IV.	—	III.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	I.	—	—	—	V.	III.	—	—	III.	—
4	4·5	Weisser Tonmergel	0·1—0·15	—	III.	—	III.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	—	—	—	I.	V.	III.	—	—	III.	—
5	4·90	Sandiger Mergel	0·1—0·15	—	II.	—	I.	V.	—	III.	III.	III.	—	V.	—	—	—	I.	V.	III.	—	—	III.	—
6	5·6	Mergel	0·1—0·15	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	II.	—	V.	—	—	—	I.	V.	III.	I.	—	III.	—
7	6·38	Sandmergel	0·1—0·15	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	III.	—	V.	II.	I.	?	I.	V.	III.	I.	—	III.	—
8	7·—	Toniger Mergel	0·1—0·15	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	III.	—	V.	III.	—	—	I	V.	III.	V.	—	III.	—
9	7·25	Eisenreicher sandiger Mergel	0·1—0·15	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	III.	—	V.	—	—	—	—	V.	III.	V.	—	III.	—
10	8·—	Eisenreicher toniger Mergel	0·1—0·15	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	III.	—	V.	—	—	—	—	V.	III.	I.	I.	III.	
11	11·33	Eisenschüssiger Sand	0·1—0·15	—	—	—	—	V.	I.	II.	II.	V.	—	V.	I.	—	—	—	—	—	I.	—	III.	I.
12	11·64	Eisenschüssiger Sand	0·1—0·15	I.	I.	—	—	V.	I.	II.	II.	V.	—	V.	—	—	—	—	—	—	—	—	III.	I.
13	12·—	Sandmergel	0·1—0·15	I.	—	—	—	V.	I.	II.	II.	V.	—	V.	I.	—	—	—	III.	III.	I.	—	III.	—

TABELLE IV.

Mechanische Analyse der Schichten des Bohrprofiles Nr. XIII zwischen Tihany und Udvari.

Nummer	Tiefe der Schicht Meter	Bodenart	Kohlensaurer Kalk	Ton	Steinmehl	Staub Fein	Staub Grob	Sand Fein	Sand Mittel	Sand Grob	Summe	Zusammensetzung der Körner über 0·2 mm Grösse
				Körnergrösse in Millimetern								
				Kleiner als 0·001	0.001—0·005	0·005—0·01	0·01—0·05	0·05—0·1	0·1—0·2	0·2—0·5		
1	2.—	Tonmergel	—	17·78	26·08	19·49	24·15	7·76	1·76	3·10	100·12	Keine Sandkörner; Schneckenschalenreste, wenig Glimmerblättchen.
				—	—	—	—	—	—	—	—	
2	2·5	„ „	—	4·64	28·04	41·—	10·04	4·12	2·84	10·28	100·96	Sandkörner von 0·48 mm Durchmesser, Quarz, Glimmer und viel Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$	—	53·50	53·50	51·81	57·81	38·75	76·67	—	
3	—	Eisenreicher Tonmergel	—	16·84	23·—	40·76	13·60	1·96	1·08	2·84	100·08	Sand fehlt; Glimmerblättchen, Konchylienschalen, Mergelkonkretionen und kleine Schnecken.
			$CaCO_3$	59·40	70 88	56·87	46·18	—	—	—	—	
4	4·5	Weisser Staubmergel	—	9·46	21·48	25·48	22·48	11.04	7·32	3·88	101·14	Sand fehlt, organische Stoffe, Konchylienschalen, Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$	43 89	—	39·74	36·49	40.57	32·71	—	—	
5	4·90	Sandiger Mergel	—	10·75	8·83	8·92	38·16	26.80	5·70	0·70	99·86	Feinsand mit grossen Glimmerblättchen.
			$CaCO_3$	—	24·04	28·22	28·22	24.55	29·48	—	—	
6	6·—	Mergel	—	11·28	10·88	13·72	36·72	24.52	5·08	0·16	102·36	Sand, Konchylienschalen, Eisenkonkretionen.
			$CaCO_3$	12·64	—	24·86	25·91	24.01	18·54	—	—	
7	6·38	Sandmergel	—	8·64	7·32	9·04	61·32	2.00	11·28	0·08	99·68	Wenig Sandkörner, Konchylienschalen, Pflanzenreste, Eisenkonkretionen.
			$CaCO_3$	9·67	20·60	24·31	—	—	24·72	—	—	
8	7·—	Tonmergel	—	19·28	14·08	22·76	40·12	0·88	0·44	0·36	97·92	Wenig Feinsand, viele Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$	—	25·33	35·75	29·44	—	—	—	—	
9	7·25	Eisenreicher Sandmergel	—	12·24	6·32	8·08	20·60	15·12	33·92	1·44	97·72	Viel Sand und Glimmer; verkohlte Pflanzenreste, Konchylienschalen. (Kohlensaurer Kalk nicht bestimmt.)
			—	—	—	—	—	—	—	—	—	
10	8·—	Eisenreicher Tonmergel	—	19·52	17·84	26·48	25·48	7·24	1·16	0·68	98·40	Sand fehlt, Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$	11·35	23·13	26·18	26·20	20·18	—	—	—	
11	11·—	Tonmergel	—	32·20	54·56	2·26	4 71	5·40	0·84	—	99·97	Wenig Feinsand von 0·18 mm, Konchylienschalen, Mergelkonkretionen.
			$CaCO_8$	6·50	14·90	—	10·35	—	—	—	—	
12	12·33	Eisenschüssiger Sand	—	1·06	55·48	7·64	15·92	18·52	—	—	98·68	Sand von 0·1—1 mm, Eisenkonkretionen, Pyritkörner enthaltend. Kalzit fehlt; der kohlensaure Kalk stammt aus den Konkretionen.
			$CaCO_3$	—	21·40	15·52	1·95	2·69	—	—	—	
13	11·64	Eisenschüssiger Sand	—	1·60	40·20	1·70	9·12	12·68	35·12	—	100·42	Sand von 0·1—1 mm, Eisenkonkretionen, Pyritkörner, Kalzit fehlt.
			$CaCO_3$	—	38·09	—	30·42	14·49	12·83	—	—	
14	12·—	Sandmergel	—	25·78	51·24	—	17·78	2·98	1·08	—	98 82	Feinsand, Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$	12·—	33·54	—	29·40	24·01	—	—	—	

TABELLE V.

Mechanische Analyse der Schichten des Bohrprofiles Nr. VIII bei Aszófő.

Nummer	Tiefe der Schicht Meter	Bodenart der Schicht	Kohlensaurer Kalk	Ton	Steinmehl	Staub	Sand: Fein	Sand: Mittel	Sand: Perl	Sand: Grob	Summe	Zusammensetzung der Körner über 0·2 mm Grösse
				Körnergrösse in Millimetern								
				Kleiner als 0.001	0·001 — 0·005	0·005— —0·05	0·05— —0·1	0·1—0·2	0·2—0·5	< 0·5	Gew. %	
2	3·40	Staubmergel mit Torf	—	9·26	41·96		34·40	13·70	—	—	99·36	Viele Konchylienschalen und verkohlte Pflanzenreste.
			$CaCO_3$%	53·20	40·76		—	—	—	—	—	
3	4·—	Sandmergel	—	9·12	44·98		23·42	20·14	3·78	—	101·44	Viel Glimmer im Feinsand, verkohlte Pflanzenreste.
			—	—	—		—	—	—	—	—	
4	4·62	„ „	—	10·12	37·10		18·80	12·66	3·66	18·50	100·88	Feinsand: die Körner grösser als 0·5 mm, bestehen aus Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$%	21·88	35·39		—	—	—	—	—	
5	5·18	„ „	—	8·—	33·68		24·88	20·—	10·98	4·50	102·04	Viel Grobsand aus Kalkstein und Basaltkörnern, Feinsand.
			$CaCO_3$%	17·85	30·46		—	—	—	—	—	
6	5·99	Mergeliger Sand	—	2·54	45·86		31·72	15·32	2·80	—	98·24	Viel Sand und Grobsand, Pflanzenreste und Konchylienschalen.
			$CaCO_3$%	15·02	35·82		—	—	—	—	—	
7	6·04	Sandiger Mergel	—	20·80	50·54		19·—	4·32	2·40	3·50	100·56	Viel Grand, Steinschutt, wenig Pflanzenreste.
			$CaCO_3$%	—	30·67		—	—	—	—	—	
8	6·34	Mergeliger Feinsand	—	20·68	38·64		33·—	6·46	1·28	—	100·70	Viel Feinsand.
			$CaCO_3$%	10·29	28·94		—	—	—	—	—	
9	10·66	Mergeliger Sand	—	14·30	32·80		16·02	22·14	15·20	—	100·46	Viel Steinschutt und Sand.
			$CaCO_3$%	—	15·44		—	—	—	—	—	
10	11·25	Tonmergel	—	19·50	52·30		16·22	5·90	5·34	—	99·26	Feinsand, verkohlte Pflanzenreste, grosse Konchylienschalen, Limonitkonkretionen.
			$CaCO_3$%	5·36	17·38		—	—	—	—	—	
11	11·71	„ „	—	23·32	52 30		17·54	3·08	2·42	—	98·60	Wenig Feinsand, grössere Körner sind Mergelkonkretionen.
			$CaCO_3$%	12·65	11·81		—	—	—	—	—	
12	14·43	„ „	—	24·20	48·56		22·98	3·20	0·72	—	99·68	Verkohlte Pflanzen, Konchylienschalen.
			$CaCO_3$%	11·58	31·96		—	—	—	—	—	
13	15·20	„ „	—	16·10	53·96		22·36	6·28	2·10	—	100·80	Wenig Feinsand.
			$CaCO_3$%	9·87	26·81		—	—	—	—	—	
14	16·90	Mergel	—	6·02	47·72		26·52	8·82	3·76	6·50	99·34	Sand; Körner grösser als 0·2 mm. sowie Grobsand, Steinschutt und Konchylienschalen enthaltend.
			$CaCO_3$%	10·29	23·38		—	—	—	—	—	
15	16·90	Tonmergel	—	12·92	48·—		31·14	5·36	1·14	—	98·56	Steinschutt und Konchylienschalen.
			$CaCO_3$%	9·87	24·77		—	—	—	—	—	
17	16·90	„ „	—	22·64	75·12		2·23	—	—	—	99·99	Kein Sand.
			$CaCO_3$%	17·4	30·82		—	—	—	—	—	
18	21·20	„ „	—	27·70	40·04		11·18	16·04	2·90	0·56	98·42	Feinsand, Mergelkonkretionen, Konchylienschalen.
			—	—			—	—	—	—	—	
19	23·10	„ „	—	75·02			10·84	11·04	1·30	—	98·20	Kein Sand.

TABELLE VI.

Mineralogische Zusammensetzung der Schichten des Bohrprofiles Nr. VIII bei Aszófő.

Nummer	Tiefe der Schicht; Meter	Bodenart der Schicht	Körnergrösse Millimeter	Organische Stoffe				Mineral-Arten														
				Konchylienschalen	Krebsschalen	Diatomeen	Pflanzenreste	Quarz		Feldspat		Glimmer			Amphibol	Pyroxen		Olivin	Kalzit	Dolomit	Granat	Pyrit
								Reiner	Chalzedon	K	Ca	Muskovit	Biotit	Chlorit		Augit	Rhombisch					
1	2·—	Schlammiger Flugstaub	0·05—0·1	I.	I.	—	V.	V.	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	I.	—	—	III.	II.	—	—
2	3·40	Torf und Schlacke	»	I.	I.	—	V.	V.	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	I.	—	I.	III.	II.	—	—
4	4·62	Staubmergel	»	I.	II.	—	II.	V.	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	I.	—	—	III.	II.	—	—
5	5·18	„ „	»	I.	II.	—	I.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	III.	II.	—	I.	V.	IV.	—	—
6	5·80	„ „	»	—	I.	—	II.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	IV.	II.	—	I.	V.	IV.	—	—
8	6·34	Mergel	»	—	I.	—	II.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	III.	—	—	—	V.	IV.	—	—
9	9·60	Tonmergel	»	—	I.	—	I.	V.	—	III.	III.	III.	—	III.	II.	II.	—	—	V.	IV.	—	—
10	10·—	„ „	»	—	I.	I.	III.	V	—	III.	III.	III.	—	IV.	I.	I.	—	—	V.	IV.	I.	—
11	10·66	„ „	»	—	I.	—	I.	V.	—	III.	III.	I.	—	III.	III.	I.	—	I.	IV.	III.	—	—
12	11·25	„ „	»	—	I.	—	—	V.	—	III.	III.	I.	—	III.	II.	I.	—	—	III.	III.	I.	—
13	11·71	„ „	»	—	I.	—	—	V.	—	III.	III.	I.	—	III.	II.	I.	—	—	III.	III.	I.	—
14	14·43	„ „	»	—	I.	—	I.	V.	—	III.	V.	I.	—	II.	II.	I.	—	—	III.	II.	—	—
15	15·20	„ „	»	—	—	—	II.	V.	—	III.	III.	I.	—	II.	II.	I.	—	—	III.	II.	I.	—
16	16·90	„ „	»	—	II.	—	II.	V.	—	III.	III.	I.	—	II.	II.	I.	—	—	III.	II.	I.	—
17	16·90	Sandmergel	»	—	II.	—	II.	V.	—	III.	III.	I.	—		II.	I.	—	—	III.	II.	—	I.
20	16·90	Tonmergel	»	—	I.	—	I.	V.	—	III.	III.	I.	I.	II.	II.	I.	I.	II.	III.	II.	—	—
24	21·20	„ „	»	—	I.	—	I.	V.	—	III.	III.	I.	—	I.	II.	I.	I.	II.	III.	II.	I.	I.
25	23·10	„ „	»	—	I.	—	I.	V.	I.	III.	III.	I.	—	I.	II.	I.	I.	I.	III.	II.	I.	—

TABELLE VII.

Mineralogische Zusammensetzung der Schichten des Bohrprofiles Nr. XV zwischen Boglár und Révfülöp.

Nummer	Tiefe der Schicht; Meter	Bodenart	Körnergrösse Millimeter	Organische Stoffe				Mineral-Arten															
				Konchylienschalen	Krebsschalen	Diatomeen	Pflanzenreste	Quarz		Feldspat		Glimmer			Amphibol	Augit	Kalzit	Dolomit	Granat	Turmalin	Magnetit	Sagenit
								Reiner	Chalzedon	Orthoklas	Plagioklas	Muskovit	Biotit	Chlorit								
II.	1.00	Staubmergel	0·05—0·1	V.	V.	II.	V.	V.	III.	III.	III.	V.	—	V.	—	—	V.	III.	—	—	III.	I.
III.	2·00	Sandiger Mergel	0·1—0·2	V.	V.	—	II.	V.	III.	III.	III.	V.	—	V.	—	—	V.	III.	—	—	III.	—
IV.	4·30	Mergel	0·1—0·2	III.	—	—	—	V.	III.	III.	—	V.	—	V.	I.	—	V.	III.	—	—	III.	—
V.	5·00	Sandiger Mergel	0·1—0·2	III.	—	—	—	V.	III.	III.	—	V.	—	V.	—	—	V.	III.	II.	—	III.	—
VI.	10·5	Mergeliger Sand	0·1—0·2	—	—	—	—	V.	—	III.	II.	V.	—	V.	II.	—	V.	V.	V.	I.	V.	—

Mineralogische Zusammensetzung der Schichten der Bohrprofile Nr. XVI bei Keszthely und Nr. X von Sóstó.

Nummer	Tiefe der Schicht; Meter	Bodenart der Schicht	Körnergrösse Millimeter	Organische Stoffe				Mineral-Arten														
				Konchylienschalen	Krebsschalen	Diatomeen	Pflanzenreste	Quarz		Feldspat		Glimmer			Amphibol	Pyroxen	Olivin	Vulkanisches Glas	Granat	Kalzit	Dolomit	Turmalin
								Reiner	Chalzedon	Orthoklas	Plagioklas	Muskovit	Biotit	Chlorit		Augit						
Bohrprofil Nr. XVI von Keszthely																						
1	—	Schlick und Staub	0·05—0·1	—	I.	I.	I.	V.	V.	III.	III.	V.	—	I.	I.	—	I.	.	V.	I.	I.	—
3	4·7	Mergeliger Sand	0·05—0·1	—	I.	—	I.	V.	V.	III.	III.	V.	I.	I.	I.	I.	I.	I.	V.	V.	V.	—
4	7·10	Mergel	0·05—0·1	—	I.	—	I.	V.	V.	III.	III.	V.	I.	I.	I.	—	—	I.	V.	V.	V.	—
5	8·7	Sandiger Mergel mit Eisenkonkretionen	0·05—0·1	—	I.	II.	—	V.	V.	III.	III.	III.	I.	I.	I.	—	—	—	I.	V.	V.	—
6	9·58	„ „	0·05—0·1	—	I.	—	—	V.	V.	III.	III.	III.	I.	I.	—	—	—	—	I.	V.	V.	—
7	9·7	„ „	0·05—0·1	—	I.	—	I.	V.	V.	III.	III.	III.	I.	I.	I.	—	I.	—	I.	V.	V.	—
8	12·7	Mergeliger Sand	0·05—0·1	—	I.	—	I.	V.	V.	III.	III.	III.	I.	I.	I.?	—	I.	—	I.:	V.	V.	—
Bohrprofil Nr. X von Sóstó																						
1	1 m.	Sandmergel	0·1—0·2	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	—	—	—	II.	V.	—	I.
2	1 »	„ „	0·08—0·2	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	—	—	—	—	V.	III.	—
3	3·50	„ „	0·08—0·2	—	—	—	—	V	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	—	—	—	II.	V.	III.	—
4	3·70	„ „	0·08—0·2	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	II.	—	I.	I.	—	—	—	II.	III.	III.	—
5	8·10	„ „	0·08—0·2	—	—	—	—	V.	—	III.	III.	II.	—	II.	I.	—	—	—	II.	III.	III.	—

TABELLE IX.

Schwefelwasserstoff-Entwickelung aus den Schichten der Bohrprofile von Tihany-Udvari und Aszófő, zum Nachweise des Sulfidgehaltes.

Tiefe der Schicht	Grad der Schwefelwasserstoff-Entwicklung Tihany-Udvari	Tiefe der Schicht	Grad der Schwefel-wasserstoff-Entwicklung Aszófő
2 m	0—1	2 m	3
2·5 »	5	3·40 »	3
3·3 »	3	4·62 »	—
4·5 »	4	5·18 »	—
4·9 »	2	5·80 »	—
5·6 »	—	6·04 »	4
6·38 »	3	6·34 »	5
7 »	—	9·60 »	4
7·25 »	3	10 »	1
8 »	4	10·5 »	—
10 »	2	11·25 »	3
11·33 »	—	11·71 »	2
11·64 »	—	14·43 »	1
12 »	4	15·20 »	1
		16·90 »	5
		21·20 »	5
		23·10 »	5

Die Zahlen von 0 — 5 deuten die Intensität des unter gleichen Verhältnissen entwickelten Schwefelwasserstoffes an, wie derselbe an der Bräunung des Silbernitratpapieres abgelesen werden konnte.

Bei 0 blieb das Papier ganz weiss, bei 5 wurde es ganz schwarz.

TABELLE X.

Das Spezifische Gewicht der untersuchten Bodenarten.

1. Flugstaub zwischen Boglár und Révfülöp
2·773.

2 Flugstaub grosses, Korn
2·773.

3. Staub des Bohrprofiles XIV. bei Akali
2·594.

4. Material der Bohrung bei Aszófő.

Tiefe der Schicht; Meter	Spez. Gew.	Bodenart
3·40	2·380	Flugstaub mit Pflanzenresten
4	—	Torf
4 62	2·639	Sandmergel
5·18	2·631	Sandmergel
5·94	2·717	Mergeliger Sand
6·04	2·724	Mergeliger Sand
6·34	2·710	Mergeliger Feinsand
9·60	2·659	Tonmergel
10·—	2·695	Tonmergel
10·66	2·739	Mergeliger Sand
11·25	2·702	Tonmergel
11·71	2·651	Tonmergel
14·43	2·651	Tonmergel
15·20	2·624	Tonmergel
16·90	2·632	Tonmergel
16·90	2·710	Sandiger Mergel
16·90	2·695	Mergel
16·90	2·710	Sandiger Mergel





…ofil Nr. VIII. …i Aszófő	Bohrprofil Nr. X Bei Alsóörs		
	Tiefe		
	I	II	
Wasser	0·00	—	Wasser
	1·50	0·00	Staub
Staub	6·60	5·10	Eisenschüssi Sandmerge
Schwarzer torfiger Schlamm			
Sandmergel mit Kies	7·17	5·67	
Mergeliger Sand	7·42	5·92	Sandmergel
			Gelblicher Sandmerge
Weicher Staubmergel	8·49	6·69	
	9·21	7·71	Gelber mergeliger S mit Eisenkonkretio
			Grauer mergel Sand mit Eisenkonretio
	10·40	8·90	
Bläulicher Staubmergel (enthält keinen Sand)	10·60	9·10	Dasselbe
	11·80	9·36	Typischer Stau grossen Kiess
	11·80	10·30	Staub (Tonig)
			Staub
	12·50	11·00	
			Dunkler bla Mergel
Tonmergel	13·50	12·08	
Dasselbe			Blauer Tonmergel
	14·02	12·52	
	14·50	13·00	Tonschiefer
	14·95	13·45	Blauer Schlam
Blauer, bündiger Tonmergel, dünne Kies- und Grandschichten enthaltend			
Bläulicher Tonmergel			



TABELLE XI.

Beschreibung der Bohrprofile.

Bohrprofil Nr. XVI. In der Bucht von Keszthely

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	Wasser
1·00	—	
—	—	
2·00	—	
2·70	0·00	
3·00		Staub (tonig)
4·00		
5·40	2·70	
6·00		Torfschicht mit Konchylien
7·40	4·70	
8·00		Sandmergel, gelb, limonithaltig
8·70	6·00	
9·00		Sandschichten, Eisenkonkretionen enthaltend
9·50	6·80	
9·70	7·00	Schwarze Sandschicht mit verkohlten Pflanzenresten
10·00		
11·00		Sandmergel, eisenschüssig
11·40	8·70	
12·28	9.50	Sandmergel, sehr eisenschüssig
12·40	9 70	Dasselbe, heller gefärbt
13·00	10·30	
		Blauer, feinkörniger sandiger Mergel mit vielen Pflanzenresten
13·30	10·60	
13·70	11·00	Bläulichweisser Sand

Bohrprofil Nr. XV. Zwischen Boglár und Révfülöp

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	Wasser
	—	
3·70	0·00	
		Staub
4·70	1·00	
		Staubmergel
5·90	2·20	
		Feinkörniger Sandmergel mit Eisenkonkretionen
8.10	4·40	
		Gelber Sandmergel mit Eisenkonkretionen
14·20	10·50	
		Graue und gelbe Sandmergelschichten wechsellagernd
14.50	10·80	
		Graue Sandmergel mit Konchylien
14·50	12·80	

Bohrprofil Nr. XIV. Bei Akali

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	Wasser
	—	
2·75	0·00	
		Staub (mergelig)
5·75	3·00	
		Staub, viele vertorfte Pflanzenreste enthaltend
8·20	5·50	
		GelberMergel (tonig), eisenschüssige Bänder eingelagert
9·57	6·82	
		Dasselbe mit weniger eisenhaltigen Schichten
9·75	7·00	
		Tonmergel mit Limonitbändern
11.75	9·00	
		Grauer Tonmergel
13.05	10·30	
		Dasselbe
14·25	11·50	
14·75	12·00	Dasselbe
		Blauer Sandmergel, viele Pyritkristalle enthaltend
16·22	13.47	
		Blauer Tonmergel mit Pyrit
16·35	13.60	
		Blauer, limonitgefleckter, fester Mergel
16·57	13·82	
17·75	15·00	

Bohrprofil Nr. I. Tiefste Stelle des Sees bei der Überfuhr von Tihany

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	
	—	Wasser
	—	
	—	
8·05	-	
		Blauer Sandmergel
9 15	1·40	
		Blauer Tonmergel
10·50	2·45	
		Blauer mergeliger Sand
11·40	3·35	
		Blauer Tonmergel

Bohrprofil Nr. III. Tihany-Örvényes

Tiefe I	Tiefe II	
0·00		
	—	Wasser
	—	
2·65	0·00	
		Staub
4·85	2·20	
		Torf
6·05	3·40	
6·35	3·70	Torfiger gelber Staub,
		Gelblicher eisenschüssiger Sandmergel
7·45	4·80	
		Gelblicher Sandmergel
8·08	5·43	
		Gelblicher Mergel
11.65	9·00	
		Dasselbe
12·65	10·00	
		Verkohlte Pflanzenreste enthaltende Schichten.
13·45	10·80	
		Eisenschüssiger Tonmergel
14·55	11·90	

Bohrprofil Nr. XIII. Zwischen Tihany und Udvari

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	Wasser
	—	
3·30	0·00	
		Staub (mergelig)
5·30	2·00	
		Dasselbe (etwas fester)
6 60	3·50	
		Weisser Staub
7·80	4·50	
		Eisenschüssiger Staubmergel
8·20	4·90	
		Grauer Mergel mit Eisenkonkretionen
9·30	6·00	
9·68	6·38	Dasselbe sandiger
		Grauer Sandmergel
10·30	7·00	
		Gelblicher Tonmergel
11.30	8·00	
		Blauer Tonmergel
14·30	11·00	
14·60	—	Roter, eisenschüssiger Sand
14·94	11·64	
15·30	12 40	Blauer Ton

Bohrprofil Nr. VII. Mitte der Bucht Kereked

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	Wasser
	—	
1·90	0·00	
		Staub
5·00	3·50	
5·70	3·80	Torfige Schicht
		Blauer Staubmerge (sehr leicht)
6·54	4·46	
		Torfhältiger Staubmergel
7·26	5·36	
7·39	5·54	Staubmergel
7·90	6·00	Dasselbe
8·14	6·24	Staub
8·39	6·49	Eisenschüssiger Sand
8·90	7·00	Buntsandstein, anstehend
14·26	12·36	

Bohrprofil Nr. VIII. Bei Aszófő

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	Wasser
	—	
2·65	0·00	
		Staub
6·25	3·60	
		Schwarzer torfiger Schlamm
6·65	4·—	
		Sandmergel mit Kies
7·27	4·62	
7·83	5·18	Mergeliger Sand
8·64	5·99	
8·99	6·31	Weicher Staubmergel
		Bläulicher Staubmergel (enthält keinen Sand)
13·31	10·66	
13·90	11·25	Tonmergel
		Dasselbe
14·36	11·71	
		Blauer, bündiger Tonmergel, dünne Kies- und Grandschichten enthaltend
19·55	16·90	
		Bläulicher Tonmergel
25·75	23.10	

Bohrprofil Nr. XI. Bei Alsóörs

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	Wasser
	—	
1·50	0·0	
		Staub
6·60	5·10	
		Eisenschüssiger Sandmergel
7·17	5·67	
7·42	5·92	Sandmergel
		Gelblicher Sandmergel
8·49	6·69	
		Gelber mergeliger Sand mit Eisenkonkretionen
9 21	7·71	
		Grauer mergeliger Sand mit Eisenkonretionen
10·40	8·90	
10·60	9·10	Dasselbe
11·80	9·36	Typischer Staub mit grossen Kiesstücken
11 80	10·30	Staub (Tonig)
		Staub
12·50	11·00	
		Dunkler blauer Mergel
13·50	12·08	
		Blauer Tonmergel
14·02	12·52	
14·50	13·00	Tonschiefer
14·95	13·45	Blauer Schlamm

Bohrprofil Nr. IX. Bei Fűztő sarok

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	Wasser
2.90	0·00	
		Staub
7·90	5.00	
		Gelber eisenschüssiger Sand
8·65	5·78	
		Grauer Sandmergel mit Eisenrostflecken
9·30	6·40	
		Grauer Tonmergel mit Eisenkonkretionen
9·80	6·90	
10·24	7·34	Blauer Tonmergel
		Dunkelblauer Tonmergel
10·71	7·81	
11·10	8 20	Dasselbe
11·50	8·60	
		Dasselbe, heller
		Weisser Tonmergel
13·30	10·40	
		Beginnende Eisenfärbung
13·90	11·00	
		Grauer Tonmergel mit eisenschüssigen dünnen Schichten
14·75	11·85	
15·10	12·20	Gelber Sand mit Eisenkonkretionen
		Tonmergel mit eisenschüssigen Schichten
16·05	13·10	
		Blauer Tonmergel mit dünnen eisenschüssigen Schichten
16·70	13·80	
17·40	14·50	Grauer Tonmergel
		Blauer Tonmergel
18·00	15·1	

Bohrprofil Nr. VI. Bei Küszöborr

Tiefe I	Tiefe II	
0·00		
	—	Wasser
2·73	0·00	
		Weisser Staub
4·73	2·00	
		Gelblicher Staub
6·33	3·60	
		Dasselbe
7·73	5·00	
		Gelber Staub und dünne Tonmergelschichten
8·48	5·75	
		Tonmergel, sehr eisenschüssig
8·62	5·89	
		Blauer Tonmergel mit Rostbändern
9·07	6·24	
9·42	6·69	Eisenschüssiger Mergel mit blauen Tonbändern
9·87	7·14	
10·18	7·45	
		Blauer Tonmergel mit Rostbändern
12·18	9·45	
12·63	9 90	Gelber Sandmergel
		Eisenschüssiger Tonmergel
13·08	10·35	
13·48	10·75	Gelber Tonmergel
		Grauer Tonmergel
14·38	11·65	
14·75	12·05	Eisenschüssiger Sandmergel
14·93	12·20	
		Blauer Mergel mit Rostbändern und Eisenkonkretionen
16·86	13·95	
		Gelber Sand

Bohrprofil Nr. XVII. Zwischen Akaratja und Aliga

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	Wasser
3·20	0·00	
		Staub
6·20	3·00	
		Gelber Sandmergel
7·50	4·30	
8·10	4·90	Dasselbe (tonig)
8·90	5·70	Dasselbe (sandig
		Blauer Sandmergel
9·40	6·20	
		Blauer Tonmergel
10·40	7·20	
		Weisser mergeliger Staub
11·20	8·00	
		Beginnende Rostfärbung

Bohrprofil Nr. X. Bei Sóstó

Tiefe I	Tiefe II	
0·00	—	
	—	
		Wasser
4·05	0·0	
		Staub
7·50	3·50	
7·75	3·70	Mergeliger Sand
		Eisenschüssiger Tonmergel mit Eisenkonkretionen
8·05	4·00	
		Grauer Sandmergel
12·13	8·1	
12·90	8·90	Roter eisenschüssiger Sand



VII.

DIE CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES SCHLAMMES UND DES UNTERGRUNDES VOM BALATONSEE-BODEN

VON

DR. KOLOMAN EMSZT.

CHEMISCHER ANHANG ZU I. BAND 1. THEIL.



VON der Balaton-Kommission der Ung. Geograph. Gesellschaft aufgefordert, hat Professor Dr. KONRAD NATTERER in Wien die Untersuchung des Schlammes und der Untergrundproben des Balatonsees begonnen. Er starb jedoch, bevor er noch seine Arbeit vollenden konnte. Nach seinen hinterlassenen Aufzeichnungen, welche sich im Besitze des Herrn Prof. Dr. L. v. LÓCZY befinden, hat NATTERER bei der chemischen Untersuchung dieses Seeschlammes dieselbe Richtung verfolgt, welche er in seiner Arbeit: *Chemische Untersuchungen im östlichen Mittelmeer* bereits vorher beschrieben hatte.

Als mich Herr Prof. Dr. L. v. LÓCZY, Präsident der Balatonsee-Kommission, nach dem Ableben NATTERER's aufforderte, den Schlamm und Untergrund des Balatonsees zu untersuchen, kam ich dieser Aufforderung umso freudiger nach, als mir hiedurch Gelegenheit geboten wurde, meine bescheidenen Kräfte in den Dienst der wissenschaftlichen Erforschung eines der schönsten geographischen Objekte Ungarns stellen zu dürfen. Die Durchführung meiner diesbezüglichen Untersuchungen wurde durch eine von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Kommission der ungarischen Akademie der Wissenschaften mir bewilligten materiellen Unterstützung wesentlich erleichtert.

Ich konnte hiebei der von NATTERER eingeschlagenen Richtung nicht folgen, nachdem er auf die Bestimmung der einzelnen Bestandtheile des Schlammes das Hauptgewicht gelegt hat, mir aber die vollständige Ermittlung seiner chemischen Zusammensetzung wichtiger erschienen war.

Die Balatonsee-Kommission liess an den Ufern und im Becken des Balatonsees an zahlreichen Punkten Bohrungen vornehmen, und das aus den Bohrlöchern zutage geförderte Material bildete den Gegenstand meiner Untersuchungen. Überdies wurde auch der auf den Seespiegel herabfallende und im Verdunstungsmesser gesammelte Staub der chemischen Analyse unterzogen. Aus dem Vergleiche der chemischen Zusammensetzung des fallenden Staubes und des am Seegrunde

gesammelten Schlammes stand die Lösung der Frage: ob der Schlamm und Staub desselben Ursprunges sei oder nicht, zu erwarten. Im Falle dieselbe nämlich durch die chemischen Untersuchungen bejaht werden sollte, würde dies für die geologisch bereits in zahlreichen Fällen erwiesene subaerische Entstehung des Löss eine abermalige Bestärkung abgeben.

Bei der chemischen Analyse befolgte ich die gebräuchlichen Verfahren. Etwa 10 g des Materials wurden im Kolben vorsichtig mit Salzsäure übergossen und nach völlig beendigtem Aufbrausen 5 Stunden hindurch über dem Wasserbade erwärmt, wobei die sämmtlichen in Salzsäure löslichen Substanzen in Lösung übergangen waren. Hiernach wurde die Flüssigkeit vom unlöslichen Rest abfiltrirt und letzterer am Filter so lange mit heissem Wasser gewaschen, als das abtropfende Wasser eine Chlorreaktion zeigte. Die auf solche Art erhaltene Lösung liess ich sodann in einer Platinschale über dem Wasserbade bis zur Trockne eindampfen, setzte abermals HCl hinzu und wiederholte das Eindampfen, um die vollkommene Abscheidung der in Lösung übergegangenen Kieselsäure zu bewirken. Der nach dem Eindampfen erhaltene Rest wurde sodann in HCl gelöst, filtrirt und die am Filter zurückbleibende SiO_2 im Platintiegel ausgeglüht und gewogen. Die Salzsäurelösung theilte ich in vier Theile und bestimmte aus dem ersten die SO_4, — aus dem zweiten die P_2O_5, — aus dem dritten *Fe, Al, Ca, Sr* und *Mg,* — schliesslich aus dem vierten die Alkalimetalle *K, Na* nach dem gewohnten analytischen Verfahren.

Den in Salzsäure unlöslichen Theil habe ich mit einer Mischung von Kalium- und Natriumkarbonat aufgeschlossen und sonach *Si, Ti, Fe, Al, Ca* und *Mg* bestimmt; die Alkalien hingegen aus mit Fluorhydrogen aufgeschlossenem Materiale erhalten.

Aus dem ursprünglichen Materiale selbst bestimmte ich CO_2, H_2O und die organischen Substanzen.

Auf diese Weise wurden von mir fünf Bohrungen untersucht. Es sind dies die

bei *Keszthely;* 13·70 m tief,
zwischen *Boglár* und *Révfülöp;* 14·20 m tief,
bei *Akali;* 16·82 m tief,
zwischen *Tihany* und *Udvardi;* 12 m tief,
bei *Tihany;* 11·40 m tief,
bei *Aszófösarok;* 25·60 m tief.

Die Ergebnisse der Analysen sind in den folgenden Tabellen zusammengefasst.

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Keszthely*.

Name des Bestandtheiles	Fallender Staub [1]			Wassergrund aus einer Tiefe von 2·7 m			Aus einer Tiefe von 4·7 m			Aus einer Tiefe von 7·10 m			Aus einer Tiefe von 8·7 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	in HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	22·282	0·331	**22·613**	20·518	0·623	**21·141**	32·818	0·410	**33·228**	46·571	0·216	**46·787**	47·450	0·310	**47·760**
TiO_2	Spuren	—	Spuren	—	—	—	Spuren	—	Spuren	0·052	—	**0·052**	0·130	—	**0·130**
Fe_2O_3	0·802	4·109	**4·911**	1·214	1·965	**3·179**	1·180	2·796	**3·976**	1·256	4·535	**5·791**	1·183	3·722	**4·905**
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1·021	**1·021**	—	0·851	**0·851**
Al_2O_3	2·829	2·319	**5·148**	5·518	1·220	**6·738**	5·552	2·112	**7·664**	7·044	5·116	**12·160**	8·818	5·100	**13·918**
CaO	0·482	28·034	**28·516**	0·518	30·335	**30·853**	0·488	15·228	**15·716**	0·725	11·655	**12·380**	0·792	11·890	**12·682**
SrO	—	0·043	**0·043**	—	0·092	**0·092**	—	Spuren	Spuren	—	0·081	**0·081**	—	0·038	**0·038**
MgO	0·221	3·913	**4·134**	1·020	2·638	**3·658**	0·712	1·678	**2·390**	0·814	2·491	**3·305**	0·895	2·155	**3·050**
K_2O	0·481	0·621	**1·102**	0·559	0·731	**1·290**	1·082	0·322	**1·404**	1·362	0·610	**1·972**	1·528	0·313	**1·841**
Na_2O	0·133	0·290	**0·423**	0·600	0·212	**0·812**	0·617	0·161	**0·778**	0·814	0·151	**0·965**	0·451	0·092	**0·543**
CO_2	25·310		**25·310**	28·514		**28·514**	14·921		**14·921**	11·678		**11·678**	11·623		**11·623**
PO_4	0·070		**0·070**	0·040		**0·040**	Spuren		Spuren	—		—	—		—
SO_4	0·060		**0·060**	0·026		**0·026**	0·041		**0·041**	0·030		**0·030**	0·035		**0·035**
H_2O	2·785		**2·785**	1·297		**1·297**	2·895		**2·895**	2·438		**2·438**	2·055		**2·055**
Glühverlust	1·415		**1·415**	1·027		**1·027**	—		—	0·759		**0·759**	0·859		**0·859**
Organische Substanzen	2·388		**2·388**	2·126		**2·126**	16·224[2]		**16·224**[2]	—		—	—		—
Zusammen	98·918		**98·918**	100·793		**100·793**	99·237		**99·237**	99·419		**99·419**	100·290		**100·290**

[1] Der fallende Staub wurde vom 7. April bis 10. November 1898 im Verdampfungsmesser gesammelt. — [2] *Torf.*

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Kesathely.*

Name des Bestandtheiles	Aus einer Tiefe von 9·58 m			Aus einer Tiefe von 9·7 m.			Aus einer Tiefe von 12·7 m			Aus einer Tiefe von 13·70 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	61·634	0·102	**61·736**	59·374	0·136	**59·509**	64·440	0·101	**64·541**	56·796	0·152	**56·948**
TiO_2	0·115	—	**0·115**	0·102	—	**0·102**	0·211	—	**0·211**	0·079	—	**0·079**
Fe_2O_3	0·932	6·399	**7·331**	0·861	6·026	**6·887**	0·613	2·545	**3·158**	0·712	3·331	**4·043**
FeO	—	1·481	**1·481**	—	1·591	**1·591**	—	0·815	**0·815**	—	1·107	**1·107**
Al_2O_3	4·966	3·125	**8·091**	6·315	2·940	**9·255**	4·779	3·561	**8·340**	0·718	9·194	**9·912**
CaO	0·759	6·927	**7·686**	0·418	6·745	**7·163**	0·815	8·057	**8·872**	0·571	9·662	**10·233**
SrO	—	0·031	**0·031**	—	0·020	**0·020**	—	0·031	**0·031**	—	0·035	**0·035**
MgO	0·612	2·807	**3·419**	0·413	2·433	**2·846**	0·300	2·032	**2·332**	0·481	2·673	**3·154**
K_2O	1·201	0·412	**1·613**	1·246	0·613	**1·859**	1·478	0·512	**1·990**	1·952	0·315	**2·267**
Na_2O	0·611	0·179	**0·790**	0·451	0·212	**0·663**	1·031	0·219	**1·250**	1·173	0·191	**1·364**
CO_2	6·329		**6·329**	6·868		**6·868**	8·141		**8·141**	9·485		**9·485**
PO_4	—		—	—		—	—		—	—		—
SO_4	0·021		**0·021**	0·029		**0·029**	0·015		**0·015**	0·031		**0·031**
H_2O	1·102		**1·102**	1·326		**1·326**	0·818		**0·818**	0·736		**0·736**
Glühverlust	0·431		**0·431**	0·627		**0·627**	0·315		**0·315**	0·438		**0·438**
Organische Substanzen	—		—	—		—	—		—	—		—
Zusammen	100·176		**100·176**	98·745		**98·745**	100·828		**100·828**	99·832		**99·832**

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees zwischen *Boglár* und *Révfülöp*.

Name des Bestand-theiles	Aus einer Tiefe von 3·70 m			Aus einer Tiefe von 5·90 m			Aus einer Tiefe von 8 m			Aus einer Tiefe von 8·70 m			Aus einer Tiefe von 14·20 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	16·164	0·432	**16·596**	10·530	0·219	**10·749**	35·648	0·299	**35·947**	55·299	0·187	**55·486**	58·888	0·312	**59·200**
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0·051	—	**0·051**	0·063	—	**0·063**	0·040	—	**0·040**
Fe_2O_3	0·791	1·923	**2·714**	0·512	0·918	**1·430**	1·314	2·915	**4·229**	1·558	6·234	**7·792**	0·413	2·915	**3·328**
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2·613	**2·613**	—	1·071	**1·071**
Al_2O_3	3·219	1·952	**5·171**	4·189	1·513	**5·702**	6·156	1·395	**7·551**	7·105	4·512	**11·617**	3·018	4·135	**7·153**
CaO	0·513	31·998	**32·511**	0·610	34·091	**34·701**	0·818	16·985	**17·803**	0·251	5·652	**5·903**	0·412	9·413	**9·825**
SrO	—	0·091	**0·091**	—	0·110	**0·110**	—	0·020	**0·020**	—	0·033	**0·033**	—	0·044	**0·044**
MgO	0·310	2·521	**2·831**	0·212	1·516	**1·728**	0·912	3·108	**4·020**	0·412	3·148	**3·560**	0·313	2·985	**3·298**
K_2O	0·219	0·618	**0·837**	0·131	0·212	**0·343**	1·631	0·491	**2·122**	1·459	0·419	**1·878**	1·598	0·516	**2·114**
Na_2O	0·091	0·319	**0·410**	0·100	0·151	**0·251**	0·912	0·200	**1·112**	1·314	0·292	**1·606**	1·212	0·319	**1·531**
CO_2	30·009		**30·009**	32·181		**32·181**	17·084		**17·084**	6·921		**6·921**	10·189		**10·189**
PO_4	0·081		**0·081**	0·135		**0·135**	0·121		**0·121**	0·071		**0·071**	0·105		**0·105**
SO_4	0·023		**0·023**	0·031		**0·031**	0·021		**0·021**	0·059		**0·059**	0·030		**0·030**
H_2O	2·429		**2·429**	2·195		**2·195**	3·156		**3·156**	2·500		**2·500**	2·136		**2·136**
Glühverlust	1·227		**1·227**	1·109		**1·109**	1·196		**1·196**	1·320		**1·320**	0·629		**0·629**
Organische Substanzen	4·586		**4·586**	9·804[1]		**9·804**[1]	5·155[1]		**5·155**[1]	—		—	—		—
Zusammen	99·516		**99·516**	100·469		**100·469**	99·588		**99·588**	101·422		**101·422**	100·693		**100·693**

[1] *Torf.*

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Akali.*

Name des Bestand-theiles	Wassergrund aus einer Tiefe von 2·75 m			Aus einer Tiefe von 4·75 m			Aus einer Tiefe von 8·25 m			Aus einer Tiefe von 9·57 m			Aus einer Tiefe von 11·75 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	18·135	0·412	**18·547**	16·517	0·811	**17·328**	35·981	0·513	**36·494**	46·711	0·418	**47·129**	42·614	0·213	**42·827**
TiO_2	—	—	—	—	—	—	Spuren	—	Spuren	0·099	—	**0·099**	0·111	—	**0·111**
Fe_2O_3	0·918	2·234	**3·152**	0·312	1·888	**2·200**	1·029	3·158	**4·187**	1·109	3·298	**4·407**	0·612	5·246	**5·858**
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·913	**0·913**	—	1·103	**1·103**
Al_2O_3	3·549	2·265	**5·814**	0·213	6·124	**6·337**	0·715	8·133	**8·848**	7·547	5·612	**13·159**	12·915	4·318	**17·233**
CaO	0·819	30·480	**31·299**	0·512	8·140	**8·652**	0·515	20 213	**20·728**	0·511	11·619	**12·130**	0·410	12·512	**12·922**
SrO	—	0·076	**0·076**	—	0·020	**0·020**	—	0·055	**0·055**	—	0·072	**0·072**	—	0·041	**0·041**
MgO	0·180	2·969	**3·149**	0·093	1·421	**1·514**	0·800	2·140	**2·940**	0·912	1·905	**2·817**	0·431	2·516	**2·947**
K_2O	0·210	0·614	**0·824**	0·143	0·414	**0·557**	1·592	0·411	**2·003**	1·359	0·510	**1·869**	1·892	0·475	**2·367**
Na_2O	0·235	0·313	**0·548**	0·198	0·315	**0·513**	0·712	0·300	**1·012**	0·519	0·110	**0·629**	0·747	0·390	**1·137**
CO_2	29·347		**29·347**	7·950		**7·950**	20·111		**20·111**	11·913		**11·913**	12·536		**12·536**
PO_4	0·081		**0·081**	Spuren		Spuren	Spuren		Spuren	—		—	—		—
SO^4	0·032		**0·032**	0·055		**0·055**	0·049		**0·049**	0·015		**0·015**	0·029		**0·029**
H_2O	2·972		**2·972**	4·851		**4·851**	3·500		**3·500**	2·618		**2·618**	1·263		**1·263**
Glühverlust	1·300		**1·300**	—		—	—		—	1·368		**1·368**	0·822		**0·822**
Organische Substanzen	3·214		**3·214**	50·643[1]		**50·643**[1]	0·243[1]		**0·243**[1]	—		—	—		—
Zusammen	100·355		**100·355**	100·620		**100·620**	100·170		**100·170**	99·138		**99·138**	101·196		**101·196**

[1] *Torf.*

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Akali.*

Name des Bestandtheiles	Aus einer Tiefe von 13·05 m			Aus einer Tiefe von 14·25 m			Aus einer Tiefe von 16·35 m			Aus einer Tiefe von 16·57 m			Aus einer Tiefe von 16·82 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	43·106	0·151	**43·257**	43·918	0·288	**44·206**	45·598	0·313	**45·911**	43·942	0·189	**44·131**	55·810	0·192	**56·002**
TiO_2	0·082	—	**0·082**	0·121	—	**0·121**	0·073	—	**0·073**	0·051	—	**0·051**	0·070	—	**0·070**
Fe_2O_3	1·000	5·231	**6·231**	0·981	5·073	**6·054**	1·181	5·912	**7·093**	0·912	5·713	**6·625**	1·613	2·920	**4·533**
FeO	—	0·758	**0·758**	—	0·950	**0·950**	—	0·613	**0·613**	—	1·091	**1·091**	—	0·651	**0·651**
Al_2O_3	13·512	2·158	**15·670**	13·081	2·913	**15·994**	12·118	3·190	**15·308**	11·001	5·189	**16·190**	7·583	1·908	**9·491**
CaO	0·413	12·135	**12·548**	0·502	12·240	**12·742**	0·710	9·123	**9·833**	0·513	10·720	**11·233**	0·418	10·320	**10·738**
SrO	—	0·053	**0·053**	—	0·049	**0·049**	—	0·033	**0·033**	—	0·069	**0·069**	—	0·051	**0·051**
MgO	0·812	3·133	**3·945**	0·719	3·055	**3·774**	0·612	3·104	**3·716**	0·500	4·182	**4·682**	0·713	2·985	**3·698**
K_2O	1·259	0·652	**1·911**	1·518	0·493	**2·011**	1·600	0·512	**2·112**	1·923	0·313	**2·236**	1·509	0·722	**2·231**
Na_2O	0·912	0·290	**1·202**	1·008	0 159	**1·167**	1·201	0·200	**1·401**	1·005	0·129	**1·134**	1·092	0·313	**1·405**
CO_2	12·382		**12·382**	12·186		**12·186**	10·130		**10·130**	12·189		**12·189**	10·132		**10·132**
PO_4	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
SO_4	0·041		**0·041**	0·031		**0·031**	0·040		**0·040**	0·030		**0·030**	0·020		**0·020**
H_2O	1·547		**1·547**	1·169		**1·169**	2·724		**2·724**	1·262		**1·262**	1·382		**1·382**
Glühverlust	0·639		**0·639**	0·548		**0·548**	0·954		**0·954**	0·418		**0·418**	0·559		**0·559**
Organische Substanzen	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
Zusammen	100·266		**100·266**	101·002		**101·002**	99·941		**99·941**	101·341		**101·341**	100·963		**100·963**

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees zwischen *Tihany* und *Udvardi*.

Name des Bestand-theiles	Fallender Staub [1]			Wassergrund			Aus einer Tiefe von 2 m			Aus einer Tiefe von 2·5 m			Aus einer Tiefe von 3·5 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	19·572	0·437	**20·009**	24·183	0·704	**24·887**	17·036	0·523	**17·559**	16·374	0·326	**16·700**	14·029	0·216	**14·245**
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	0·542	2·218	**2·760**	1·514	1·990	**3·504**	0·647	1·856	**2·503**	0·731	1·504	**2·235**	0·660	1·236	**1·896**
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	3·708	2·590	**6·298**	6·154	1·410	**7·564**	3·030	2·025	**5·055**	1·857	1·909	**3·766**	2·698	1·666	**4·364**
CaO	0·703	30·550	**31·253**	0·650	27·780	**28·430**	0·725	33·281	**34·006**	0·854	35·037	**35·891**	0·877	38·966	**39·843**
SrO	—	0·079	**0·079**	—	0·037	**0·037**	—	0·060	**0·060**	—	0·055	**0·055**	—	0·092	**0·092**
MgO	0.826	2·130	**2·956**	0·726	3·927	**4·653**	0·253	2·348	**2·601**	0·255	1·977	**2·232**	0·086	1·917	**2·003**
K_2O	0·156	0·682	**0·838**	0·082	0·527	**0·609**	0·080	0·500	**0·580**	0·049	0·447	**0·496**	0·009	0·373	**0·382**
Na_2O	0·091	0·220	**0·311**	0·100	0·129	**0·229**	0·124	0·222	**0·346**	0·131	0·175	**0·306**	0·018	0·202	**0·220**
CO_2	27·248		**27·248**	24·025		**24·025**	29·662		**29·662**	31·154		**31·154**	33·423		**33·423**
PO_4	0·090		**0·090**	0·125		**0·125**	0·101		**0·101**	0·063		**0·063**	Spuren		Spuren
SO_4	0·021		**0·021**	0·030		**0·030**	0·030		**0·030**	0·029		**0·029**	0·027		**0·027**
H_2O	3·398		**3·398**	1·528		**1·528**	2·584		**2·584**	1·355		**1·355**	1·693		**1·693**
Glühverlust	1·225		**1·225**	1·407		**1·407**	1·104		**1·104**	1·564		**1·564**	1·143		**1·143**
Organische Substanzen	3·893		**3·893**	2·845		**2·845**	3·149		**3·149**	3·233		**3·233**	0·269		**0·269**
Zusammen	100·379		**100·379**	99·873		**99·873**	99·340		**99·340**	99·079		**99·079**	99·600		**99·600**

[1] Der fallende Staub wurde vom 23. Juli bis 21. November 1897 im Verdampfungsmesser gesammelt.

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees zwischen *Tihany* und *Udvardi.*

Name des Bestandtheiles	Aus einer Tiefe von 4·9 m			Aus einer Tiefe von 6 m			Aus einer Tiefe von 6·38 m			Aus einer Tiefe von 7 m			Aus einer Tiefe von 7·25 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	47·829	0·214	**48·043**	46·324	0·185	**46·509**	44·408	0·162	**44·570**	43·877	0·232	**44·109**	51·514	0·106	**51·620**
TiO_2	0·057	—	**0·057**	0·051	—	**0·051**	0·091	—	**0·091**	0·073	—	**0·073**	0·081	—	**0·081**
Fe_2O_3	1·574	2·676	**4·250**	2·089	3·228	**5·317**	2·559	3·170	**5·729**	1·626	3·677	**5·303**	1·092	3·067	**4·159**
FeO	—	0·812	**0·812**	—	1·381	**1·381**	—	0·912	**0·912**	—	1·150	**1·150**	—	0·651	**0·651**
Al_2O_3	8·150	4·716	**12·866**	7·931	5·644	**13·575**	8·387	5·113	**13·500**	7·763	5·298	**13·061**	6·476	4·030	**10·506**
CaO	0·389	12·386	**12·775**	0·625	12·205	**12·830**	0·585	12·232	**12·817**	0·685	12·282	**12·967**	0·530	12·007	**12·537**
SrO	—	0·047	**0·047**	—	0·040	**0·040**	—	0·040	**0·040**	—	0·053	**0·053**	—	0·033	**0·033**
MgO	0·146	3·315	**3·461**	0·693	2·977	**3·670**	0·222	3·449	**3·671**	0·573	2·873	**3·446**	0·530	2·614	**3·144**
K_2O	1·576	0·477	**2·053**	1·616	0·687	**2·303**	1·151	0·568	**1·719**	1·639	0·613	**2·252**	1·984	0·351	**2·335**
Na_2O	1·002	0·190	**1·192**	0·852	0·228	**1·080**	1·016	0·089	**1·105**	0·885	0·241	**1·126**	1·086	0·112	**1·198**
CO_2	11·885		**11·885**	11·877		**11·877**	11·803		**11·803**	12·469		**12·469**	11·788		**11·788**
PO_4	Spuren		Spuren	—		—	—		—	—		—	—		—
SO_4	0·023		**0·023**	0·019		**0·019**	0·025		**0·025**	0·015		**0·015**	0·020		**0·020**
H_2O	1·454		**1·454**	1·262		**1·262**	2·385		**2·385**	2·519		**2·519**	1·622		**1·622**
Glühverlust	0·859		**0·859**	0·922		**0·922**	0·845		**0·845**	0·978		**0·978**	0·734		**0·734**
Organische Substanzen	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
Zusammen	99·777		**99·777**	100·836		**100·836**	99·212		**99·212**	99·521		**99·521**	100·428		**100·428**

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees zwischen *Tihany* und *Udvardi*.

Name des Bestand-theiles	Aus einer Tiefe von 8 m			Aus einer Tiefe von 11 m			Aus einer Tiefe von 11·33 m			Aus einer Tiefe von 11·64 m			Aus einer Tiefe von 12 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	43·558	0·134	**43·692**	42·986	0·128	**43·114**	43·209	0·110	**43·319**	51·922	0·247	**52·169**	44·481	0·200	**44·681**
TiO_2	0·071	—	**0·071**	0·090	—	**0·090**	0·073	—	**0·073**	0·051	—	**0·051**	0·071	—	**0·071**
Fe_2O_3	0·515	4·869	**5·384**	0·842	5·126	**5·968**	1·092	21·261	**22·353**	1·147	13·134	**14·281**	1·136	4·546	**5·682**
FeO	—	1·280	**1·280**	—	0·981	**0·981**	—	—	—	—	—	—	—	1·007	**1·007**
Al_2O_3	14·250	1·844	**16·094**	13·849	3·130	**16·979**	4·465	1·431	**5·896**	3·079	0·847	**3·926**	8·227	4·832	**13·059**
CaO	0·711	11·608	**12·319**	0·623	12·272	**12·895**	0·762	5·901	**6·663**	0·483	5·784	**6·267**	0·382	12·036	**12·418**
SrO	—	0·031	**0·031**	—	0·041	**0·041**	—	—	—	—	—	—	—	0·025	**0·025**
MgO	0·970	2·844	**3·814**	0·692	2·749	**3·441**	0·517	1·985	**2·502**	0·412	1·567	**1·979**	0·673	3·192	**3·865**
K_2O	1·405	0·687	**2·092**	1·751	0·512	**2·263**	1·983	0·482	**2·465**	2·126	0·653	**2·779**	1·081	0·326	**1·407**
Na_2O	0·653	0·597	**1·250**	0·647	0·428	**1·075**	0·784	0·326	**1·110**	0·848	0·211	**1·059**	0·847	0·212	**1·059**
CO_2	11·498		**11·498**	11·284		**11·284**	15·163		**15·163**	14·931		**14·931**	12·754		**12·754**
PO_4	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
SO_4	0·039		**0·039**	0·017		**0·017**	—		—	—		—	—		—
H_2O	1 826		**1·826**	1·634		**1·634**	1·558		**1·558**	1·499		**1·499**	2·160		**2·160**
Glühverlust	0·515		**0·515**	0·952		**0·952**	0·733		**0·733**	0·654		**0·654**	1·240		**1·240**
Organische Substanzen	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
Zusammen	99·905		**99·905**	100·734		**100·734**	100·835		**100·835**	99·595		**99·595**	99·428		**99·428**

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Tihany*.

Name des Bestandtheiles	Wassergrund aus einer Tiefe von 8·5 m			Aus einer Tiefe von 9·16 m			Aus einer Tiefe von 10·50 m			Aus einer Tiefe von 11·40 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	54·111	0·173	**54·284**	46·271	0·263	**46·534**	58·147	0·172	**58·319**	42·736	0·094	**42·830**
TiO_2	0·148	—	**0·148**	0·213	—	**0·213**	0·091	—	**0·091**	0·073	—	**0·073**
Fe_2O_3	1·669	2·116	**3·785**	1·831	2·919	**4·750**	0·695	5·539	**6·234**	0·381	4·092	**4·473**
FeO	—	0·751	**0·751**	—	0·902	**0·902**	—	0·840	**0·840**	—	1·360	**1·360**
Al_2O_3	6·253	2·375	**8·628**	7·009	4·831	**11·840**	5·061	5·671	**10·732**	11·377	4·453	**15·830**
CaO	0·267	12·010	**12·277**	0·995	12·755	**13·750**	0·433	8·600	**9·033**	0·528	11·269	**11·797**
SrO	—	0·081	**0·081**	—	0·050	**0·050**	—	0·061	**0·061**	—	0·038	**0·038**
MgO	0·653	2·581	**3·234**	0·980	2·867	**3·847**	0·564	2·742	**3·306**	1·018	2·698	**3·716**
K_2O	1·518	0·602	**2·120**	1·284	0·621	**1·905**	0·470	0·431	**0·901**	1·496	0·842	**2·338**
Na_2O	0·874	0·211	**1·085**	0·677	0·181	**0·858**	0·200	0·311	**0·511**	0·930	0·321	**1·251**
CO_2	11·458		**11·458**	12·937		**12·937**	8·795		**8·795**	12·111		**12·111**
PO_4	Spuren		Spuren	—		—	—		—	—		—
SO_4	0·033		**0·033**	0·022		**0·022**	—		—	—		—
H_2O	1·107		**1·107**	1·370		**1·370**	0·682		**0·682**	2·746		**2·746**
Glühverlust	0·389		**0·389**	0·869		**0·869**	0·752		**0·752**	0·852		**0·852**
Organische Substanzen	Spuren		Spuren	—		—	—		—	—		—
Zusammen	99·380		**99·380**	99·847		**99·847**	100·257		**100·257**	99·415		**99·415**

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Assófősarok.*

Name des Bestand-theiles	Wassergrund			Aus einer Tiefe von 6·25 m			Aus einer Tiefe von 7·82 m			Aus einer Tiefe von 8·44 m			Aus einer Tiefe von 8·99 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	1·371	0·092	**1·463**	13·000	0·236	**13·236**	38·210	0·422	**38·632**	32·418	0·491	**32·909**	44·203	0·220	**44·423**
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0·051	—	**0·051**	0·081	—	**0·081**	0·051	—	**0·051**
Fe_2O_3	0·412	0·212	**0·624**	1·051	1·823	**2·874**	1·318	3·012	**4·330**	1·218	2·589	**3·807**	1·521	3·718	**5·239**
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·712	**0·712**	—	0·914	**0·914**
Al_2O_3	0·310	0·122	**0·432**	2·123	0·650	**2·773**	5·819	2·712	**8·531**	3·185	2·123	**5·308**	7·613	5·482	**13·095**
CaO	0·944	51·310	**52·254**	0·212	5·318	**5·530**	0·391	15·189	**15·580**	0·651	22·185	**22·836**	0·511	12·418	**12·929**
SrO	—	0·162	**0·162**	—	Spuren	Spuren	—	Spuren	Spuren	—	0·031	**0·031**	—	0·041	**0·041**
MgO	0·518	0·213	**0·731**	0·091	0·215	**0·306**	0·911	1·819	**2·730**	0·691	2·618	**3·309**	0·511	2·912	**3·423**
K_2O	0·111	0·415	**0·526**	0·105	0·205	**0·310**	1·213	0·400	**1·613**	1·651	0·500	**2·151**	1·538	0·519	**2·057**
Na_2O	0·052	0·213	**0·265**	0·016	0·212	**0·228**	0·815	0·139	**0·954**	0·713	0·322	**1·035**	0·713	0·312	**1·025**
CO_2	41·760		**41·760**	4·523		**4·523**	14·145		**14·145**	22·106		**22·106**	12·005		**12·005**
PO_4	0·135		**0·135**	0·121		**0·121**	0·081		**0·081**	0·133		**0·133**	0·081		**0·081**
SO_4	0·022		**0·022**	0·083		**0·083**	0·063		**0·063**	0·035		**0·035**	0·022		**0·022**
H_2O	0·469		**0·469**	1·569		**1·569**	2·185		**2·185**	1·932		**1·932**	1·452		**1·452**
Glühverlust	0·241		**0·241**	1·708		**1·708**	1·001		**1·001**	1·292		**1·292**	1·292		**1·292**
Organische Substanzen	1·252		**1·252**	66·524[1]		**66·524**[1]	9·782[1]		**9·782**[1]	2·559		**2·559**	1·548		**1·548**
Zusammen	100·336		**100·336**	99·785		**99·785**	99·678		**99·678**	100·235		**100·235**	99·597		**99·597**

[1] *Torf.*

Die chemische Zusammensetzung des Grundschlammes und Untergrundes des Balatonsees bei *Aszófősarok.*

Name des Bestand-theiles	Aus einer Tiefe von 12·50 m			Aus einer Tiefe von 13·31 m			Aus einer Tiefe von 13·75 m			Aus einer Tiefe von 20·10 m			Aus einer Tiefe von 25·60 m		
	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen	In HCl unlöslicher Theil	In HCl löslicher Theil	Zusammen
SiO_2	54·193	0·168	**54·361**	44·400	0·281	**44·681**	57·071	0·189	**57.260**	58·001	0·219	**58·220**	71·820	0·301	**72·121**
TiO_2	0·072	—	**0·072**	0·029	—	**0·029**	0·081	—	**0·081**	0·062	—	**0·062**	0·101	—	**0·101**
Fe_2O_3	0·913	6·185	**7·098**	1·982	3·618	**5·590**	0·513	3·712	**4·225**	0·931	4·515	**5·446**	0·413	4·518	**4·931**
FeO	—	3·130	**3·130**	—	0·516	**0·516**	—	0·819	**0·819**	—	0·219	**0·219**	—	1·103	**1·103**
Al_2O_3	7·190	5·182	**12·372**	7·183	5·129	**12·312**	2·185	7·319	**9·504**	5·138	7·153	**12·291**	3·581	2·109	**5·690**
CaO	0·211	6·819	**7·030**	0·710	11·932	**12·642**	0·600	8·190	**8·790**	0·410	6·115	**6·525**	0·210	3·193	**3·303**
SrO	—	0·030	**0·030**	—	0·081	**0·081**	—	0·022	**0·022**	—	Spuren	Spuren	—	—	—
MgO	0·315	2·593	**2·908**	0·719	3·418	**4·137**	0·512	2·819	**3·331**	0·313	2·015	**2·328**	0·610	2·819	**3·429**
K_2O	1·133	0·715	**1·848**	1·793	0·618	**2·411**	1·612	0·214	**1·826**	1·922	0·418	**2·340**	1·451	0·413	**1·864**
Na_2O	0·639	0·195	**0·834**	1·132	0·118	**1·250**	1·071	0·111	**1·182**	1·291	0·314	**1·605**	0·712	0·213	**0·925**
CO_2	6·163		**6·163**	12·138		**12·138**	9·135		**9·135**	6·510		**6·510**	4·189		**4·189**
PO_4	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
SO_4	0·031		**0·031**	0·040		**0·040**	0·020		**0·020**	—		—	—		—
H_2O	2·145		**2·145**	2·547		**2·547**	2·628		**2·628**	2·713		**2·713**	2·659		**2·659**
Glühverlust	1·819		**1·819**	1·599		**1·599**	1·663		**1·663**	1·473		**1·473**	0·755		**0·755**
Organische Substanzen	—		—	—		—	—		—	—		—	—		—
Zusammen	99·841		**99·841**	99·983		**99·983**	100·486		**100·486**	99·732		**99·732**	101·070		**101·070**

Vergleichen wir diese analytischen Ergebnisse, so finden wir, dass der Untergrund des Balatonsees mit geringen Abweichungen in jedem Falle eine gleiche chemische Zusammensetzung besitzt. Die beiden Proben des fallenden Staubes aber, deren eine vom 23. Juli bis 21. November 1897, die andere vom 7. April bis 10. November 1898 gesammelt wurde, sind von gleicher chemischer Beschaffenheit, welche mit der des Schlammes verglichen werden kann. Zwar konnte im Schlamme in jedem Falle bedeutend mehr *Ca* nachgewiesen werden und zeigen sich infolgedessen auch bei den übrigen Bestandtheilen Abweichungen, doch kann dies darin seine Ursache haben, dass im Schlamme eine grosse Menge von verwitterten Muschelfragmenten anzutreffen ist.

Bei der Bohrung nächst *Keszthely* herrscht zwischen der chemischen Zusammensetzung des fallenden Staubes und des Wassergrundes kaum ein Unterschied; die beiden können als ganz gleich betrachtet werden. In einer Tiefe von 4·7 m finden wir eine torfige Erdschichte, die 16·224% Torf enthält; von 7·10 m bis 13·70 m aber befindet sich der Untergrund, dessen jede Probe eine andere Zusammensetzung aufweist.

Bei der Bohrung zwischen *Boglár* und *Révfülöp* lagert von 3·70 m—5·90 m Schlamm, sodann folgt abermals eine torfige Erdschichte bis 8·70 m, wo der Untergrund beginnt, welcher eine ähnliche Zusammensetzung aufweist, wie bei der Bohrung von *Keszthely*.

Der aus der dritten, bei *Akali* vorgenommenen Bohrung stammende Schlamm ist abermals von ähnlicher chemischer Zusammensetzung, wie der fallende Staub. Hier folgt bei einer Tiefe von 4·75 m ein 50·643% Torf enthaltender Schlamm, darunter abermals Schlamm und schliesslich bei 9·57 m der Untergrund, der bis zu einer Tiefe von 16·82 m als von gleicher chemischer Zusammensetzung bezeichnet werden kann.

Zwischen dem durch die Bohrung zwischen *Tihany* und *Udvardi* zutage beförderten Schlamme und dem fallenden Staub ist abermals ein Zusammenhang konstatirbar. Der *Ca*-Gehalt nimmt bis 4·9 m, von 27·78%—39·843%, zu. Von 4·9 m abwärts lagert der Untergrund, der sich bis zu einer Tiefe von 11·33 m beinahe völlig gleich bleibt; hier aber folgt eine stark eisenoxydhaltige Schichte. Von 12 m abwärts zeigt die Bohrprobe abermals dieselbe chemische Zusammensetzung, wie im Hangenden der eisenoxydreichen Schichte.

Bei der Bohrung von *Tihany* ist kein Schlamm vorhanden; der Wassergrund beginnt bei 8·5 m und stimmt die chemische Zusammensetzung dieser Schichten mit jener der vorhergehenden Bohrungen überein.

Ein Vergleich der analytischen Ergebnisse der bei *Aszófősarok* durchgeführten Bohrung mit den übrigen ergibt schliesslich, dass hier der Wassergrund und Schlamm beinahe ganz allein aus Kaliumkarbonat bestehen. Von 6·25 m—8·44 m lagert eine Torfschichte, die bei 6·25 m 66·524% reinen Torf enthält, während bei 7·82 m der Torfgehalt bereits nur mehr 9·782% beträgt. Von 8·44 m. abwärts finden wir den Untergrund, der abermals eine den übrigen Bohrungen ähnliche chemische Zusammensetzung aufweist.

Auf Grund der vorliegenden analytischen Resultate kann der fallende Staub als mit dem Schlamme des Balatonsees identisch bezeichnet werden. Die chemische Zusammensetzung des Schlammes von *Aszófő* weicht zwar von jener der bei Keszthely, zwischen Boglár und Révfülöp, bei Akali und zwischen Tihany und

Udvardi gesammelten Schlammproben ab, doch findet dies darin seine Erklärung, dass sich bei Aszófő ein Bach in den See ergiesst, welcher hier diesen abweichend zusammengesetzten Schlamm absetzt. Somit wird die subaerische Entstehung des Löss auch durch die vorliegenden Resultate der chemischen Analyse bekräftigt; doch kann die Frage mit diesen Untersuchungen noch nicht als endgültig gelöst betrachtet werden, weshalb ich meine Untersuchungen an dem terrestrischen Löss fortzusetzen gedenke.

Budapest, im August 1904.

Chemisches Laboratorium der kgl. ungarischen Geologischen Anstalt.



VIII.



CHEMISCHE ANALYSEN EINIGER GESTEINE, WÄSSER UND EINES GASES AUS DER BALATONSEE-UMGEBUNG

VON

Dr. KOLOMAN EMSZT, Dr. BÉLA v. HORVÁTH, Dr. LUDWIG ILOSVAY von NAGYILOSVA und SIGISMUND MERSE von SZINYE.



GESTEINSANALYSEN

VON

Dr. KOLOMAN EMSZT.

Roter Permsandstein von Kővágóörs (Komitat Zala).

SiO_2	78·56%
Fe_2O_3	6·74%
Al_2O_3	10·60%
CaO	Spur
MgO	Spur
K_2O	0·83%
Na_2O	1·16%
H_2O	2·14%
Zusammen:	100·23%

Die verwitterte gelbe Rinde des roten Permsandsteins von Kővágóörs (Komitat Zala).

SiO_2	80·89%
Fe_2O_3	2·42%
Al_2O_3	11·14%
CaO	—
MgO	—
K_2O	0·58%
Na_2O	0·60%
H_2O	4·25%
Zusammen:	99·88%

*

Dolomitische Kalke verschiedenen Alters.

I Bituminöse, kristalline Kalksteinplatten aus den unteren Seiser Schichten von Arács. (Am Weg hinter dem Eszterházy-Hotel.)

II. Dolomitische Platten aus den unteren Seiser Schichten von Csopak. (In der alten Schottergrube beim Nádas-Brunnen.)

III. Füreder Kalkstein der Ladiner Stufe aus den Felsen des Arácser Tals. Fundort: Csopak. (Bei der Landstrasse Csopak—Veszprém.)

	I.	II.	III.
SiO_2	9·96	0·77	2·61%
CaO	27·40	31·25	29·44%
MgO	17·76	20·44	20·26%
FeO	2·30	0·38	1·43%
CO_2	42·27	47·03	46·07%
Zusammen:	99·69	99·87	99·81%

Die Bestandteile als Carbonate:

	I.	II.	III.
SiO_2	9·96	0·77	2·61%
$CaCO_3$	48·92	55·79	52·58%
$MgCO_3$	37·11	42·70	42·32%
$FeCO_3$	3·70	0·61	2·30%
Zusammen:	99·69	99·87	99·81%

Aus den tuffigen Schichten der Zone Trachyceras Reitzi (Buchensteiner Schichten, Ladiner Bank) gesammelte Gesteinsproben.

I.

Balatonfüred.

SiO_2	76·041%
Fe_2O_3	Spur
Al_2O_3	11·929%
CaO	3·059%
MgO	Spur
K_2O	1·763%
Na_2O	2·748%
CO_2	3·291%
H_2O	0·427%
Zusammen:	99·258%

II.

Oberhalb Örvényes an der Spitze des Pécselyer Tals.

(Piatra verde.)

SiO_2	56·491%
Fe_2O_3	4·176%
Al_2O_3	15·977%
CaO	1·174%
MgO	1·273%
K_2O	2·185%
Na_2O	6·280%
H_2O	12·209%
CO_2	Spur
Zusammen:	99·765%

III.

Malomvölgy, unterhalb des Bocsárhegy.

SiO_2	43·698%
Fe_2O_3	5·174%
Al_2O_3	11·534%
CaO	13·288%
MgO	2·038%
K_2O	1·985%
Na_2O	4·257%
CO_2	12·630%
H_2O	4·935%
Zusammen:	99·559%

ALKALIGEHALT DER GESTEINE AUS DER BALATONSEE-UMGEBUNG.

Von Dr. BÉLA v. HORVÁTH.

Nummer	Die Benennung der Gesteine	% K_2O	% Na_2O
1.	Diabasporphyrit. Litérer Tal, Mogyoróshegy.	0·14	3·28
2.	Litérer Tal, Bergabhang Mogyorós. Kristalliner Kalkstein mit Serpentin-Rinde zwischen Diabasporphyrit-Tuffen.	0·07	0·15
3.	Litér, Bergfuss Mogyorós. Aus Diabasporphyrit und Kalkstein entstandener Serpentin.	6·06	0·25
4.	Schichten des Trachyceras Reitzi. Abhang Csákány, oberhalb Csopak und Paloznak.	1·79	2·06
5.	Schichten des Trachyceras Reitzi. Arácser Tal.	1·44	2·92
6.	Piatra verde aus den Schichten des Trachyceras Reitzi Balatonfüred, Malomvölgy beim Bocsárhegy.	0·98	1·28
7.	Lilafarbiger Tuff aus den Schichten des Trachyceras Reitzi. Der rechte Abhang des Örvényestals.	0·13	5·53
8.	Gelber Tuff aus den Schichten des Trachyceras Reitzi. Kis-Leshegy, Balatonudvari.	0·81	0·60
9.	Rötlich-gelbes Gestein aus den Schichten des Trachyceras Reitzi. Engpass am Weg Balatonszőllős—Tótvázsony.	0·29	0·28
10.	Schichten des Trachyceras Reitzi aus den Vászolyer Weingärten.	2·78	0·47
11.	Eruptiver Basalt oder Basalttuff.	0·61	1·97

DOLOMITANALYSEN AUS DER BALATONSEEUMGEBUNG.

VON

DR. KOLOMAN EMSZT.

Vom Dolomitplateau der Balatonfüreder Nagymező.

I.

17—XVII. S. W. 3.

Raibler Dolomit.

1.		2.	
CaO	31·32%	$CaCO_3$	55·91%
MgO	21·05%	$MgCO_3$	43·99%
Fe_2O_3	0·15%	Fe_2CO_3	0·16%
SiO_2	0·21%	SiO_2	0·21%
CO_2	47·54%	Zusammen:	100·27%
Zusammen:	100·27%		

II.

17—XVII. S. W. C. 37.

Hauptdolomit.

CaO	30·55%	$CaCO_3$	54·47%
MgO	21·69%	$MgCO_3$	45·33%
Fe_2O_3	0·19%	Fe_2CO_3	0·21%
SiO_2	0·15%	SiO_2	0·15%
CO_2	47·68%	Zusammen:	100·16%
Zusammen:	100·26%		

III.

17—XVIII. S. W. C. 38.

Hauptdolomit.

CaO	31·31%	$CaCO_3$	55·92%
MgO	20·82%	$MgCO_3$	43·51%
Fe_2O_3	0·21%	Fe_2CO_3	0·23%
SiO_2	0·11%	SiO_2	0·11%
CO_2	47·31%	Zusammen:	99·77%
Zusammen:	99·76%		

IV.

17–XVIII. S. W. 7.

Hauptdolomit.

CaO	31·32%	$CaCO_3$	55·94%
MgO	20·97%	$MgCO_3$	43·82%
Fe_2O_3	0·11%	Fe_2CO_3	0·12%
SiO_2	0·18%	SiO_2	0·18%
CO_2	47·48%	Zusammen:	100·06%
Zusammen:	100·06%		

V.

17—XVIII. S. W. C. 44.

Hauptdolomit.

CaO	31·38%	$CaCO_3$	56·03%
MgO	20·90%	$MgCO_3$	43·69%
Fe_2O_3	0·12%	Fe_2CO_3	0·13%
SiO_2	0·11%	SiO_2	0·11%
CO_2	47·45%	Zusammen:	99·96%
Zusammen:	99·96%		

VI.

17–XVIII. S. W. C. 50.

Hauptdolomit.

CaO	31·12%	$CaCO_3$	55·56%
MgO	21·20%	$MgCO_3$	44·30%
Fe_2O_3	0·17%	Fe_2CO_3	0·19%
SiO_2	0·19%	SiO_2	0·19%
CO_2	47·57%	Zusammen:	100·25%
Zusammen:	100·25%		

VII.

Aus den oberen Dolomitbänken (hangender Dolomit) von Nagymező, nahe zu der Litérer Verwerfung.

CaO	31·10%	$CaCO_3$	55·55%
MgO	21·18%	$MgCO_3$	44·26%
Fe_2O_3	0·14%	Fe_2CO_3	0·18%
SiO_2	0·14%	SiO_2	0·14%
CO_2	47·53%	Zusammen:	100·13%
Zusammen:	100·19%		

VIII.

Oberhalb des Friedhofes von Akali; Megyehegyer Dolomit

CaO	30·94%	$CaCO_3$	55·25%
MgO	21·17%	$MgCO_3$	44·24%
Fe_2O_3	0·16%	Fe_2CO_3	0·17%
SiO_2	0·16%	SiO_2	0·16%
CO_2	47·39%	Zusammen:	99·82%
Zusammen:	99·82%		

Aus den obigen Dolomitanalysen geht nun hervor, dass ein jeder der untersuchten Dolomite der Formel ($CaCO_3$, $MgCO_3$) entspricht.

Dieser Formel gemäss ist die prozentige Zusammensetzung:

CaO	30·37%	$CaCO_3$	54·24%
MgO	21·90%	$MgCO_3$	45·76%
CO_2	47·73%	Zusammen:	100·00%
Zusammen:	100·00%		

I.

Pannonischer (Pontischer) Quarzsand in Arács am Fusse des Péterhegy hinter der Villa von Szabó.

SiO_2	82·27%
Fe_2O_3	1·89%
Al_2O_3	8·93%
CaO	1·47%
MgO	0·44%
K_2O	1·59%
Na_2O	2·13%
H_2O	0·91%
Zusammen:	99·63%

II.

Quarzsandstein aus den unteren Pannonischen (Pontischen) Schichten von Kővágóörs (Komitat Zala).

SiO_2	97·77%
Al_2O_3	0·91%
Fe_2O_3	0·14%
Na_2O	0·36%
K_2O	Spur
H_2O	0·41%
Zusammen:	99·59%

Der Eisenoxydgehalt dieses Sandes ist beinahe vollständig lösbar in Salzsäure, denn nach dieser Operation enthält der Sand nur 0·02% Fe_2O_3.

III.

Gelber, feiner Quarzsand aus dem, unterhalb der Papsapka-Felsen befindlichen Wegeinschnitt, auf der Gyulakeszer Landstrasse.

SiO_2	92·89%
Al_2O_3	3·73%
Fe_2O_3	0·98%
CaO	0·62%
MgO	0·11%
K_2O	Spur
Na_2O	0·92%
H_2O	0·38%
Zusammen:	99·43%

Dieser Sand enthielt 0·54% Fe_2O_3 nach der Behandlung mit Salzsäure.

IV.

Weisser, feinkörniger Quarzsand von den unteren Pannonischen (Pontischen) Schichten aus der, sich am Eingang des Lelinczer Tals (Komitat Zala) befindlichen Sandgrube.

SiO_2	99·36%
Al_2O_3	1·43%
Fe_2O_3	0·28%
Na_2O	0·58%
K_2O	Spur
H_2O	0·11%
Zusammen:	99·76%

Der Eisenoxydgehalt dieses Sandes kann auch mit Salzsäure bis 0·14% Fe_2O_3 herabgemindert werden, so dass die Sandproben II und IV zu Glasfabrikationszwecken sich besonders eignen.

Salzausblühung aus der höheren Pannonischen (Pontischen) Tonschichte von Kenese, Fancsér-Abhang.

$CaCO_3$	1·26%
$CaSO_4 + 2\,H_2O$	3·89%
$MgSO_4 + H_2O$	91·20%
$MgCl_2$	0·51%
$NaCl$	2·88%
KCl	0·07%
Zusammen:	99·81%

Die Salzausblühung der tieferen Pannonischen (Pontischen) Sandschichten von Arács wurde wegen der zur Verfügung stehenden geringen Menge nur qualitativ untersucht und darin hauptsächlich Na_2CO_3, Na_2SO_4 und $MgSO_4$ gefunden.

Basalt von Mencshely.

SiO_2	46·143%
TiO_2	1·766%
Fe_2O_3	6·453%
FeO	4·722%
Al_2O_3	14·735%
CaO	10·569%
MgO	8·812%
K_2O	0·605%
Na_2O	2·876%
H_2O	1·837%
PO_4	0·713%
Zusammen:	99·231%

PRÜFUNG DER GEYSIRISCHEN, KIESELIGEN SÜSSWASSER-KALKSTEINE VON DER HALBINSEL TIHANY AUF GOLD- UND SILBERGEHALT.[1]

VON SIGISMUND MERSE VON SZINYE.

	Silber	Gold
Geysirit-Kalktuff mit Chalcedon (Tihany, Csúcshegy)	0·000048% in einer Tonne: 0·48 gr Ag.	Spur
Geysir-Chalcedon (Feuerstein) Tihany, Nyársashegy	0·000029% in einer Tonne: 0·29 gr Ag	Spur

QUALITATIVE ANALYSE DES WASSERS, ENTSTAMMEND DEM AUF DER HALBINSEL TIHANY, UNTERHALB DES DORFES BEFINDLICHEN, ABFLUSSLOSEN TEICHE (KIS-BALATON—BELSŐ TÓ).

Probe genommen im März 1907 (unter dem Eise).

VON DR. KOLOMAN EMSZT.

Das Wasser hat eine gelbliche Färbung und riecht nach Schwefelwasserstoff. Der Gehalt an festen gelösten Stoffen beträgt 3·7061 gr pro Liter, und diese bestehen hauptsächlich aus den Kohlensäuresalzen des *Ca*-s, *Na*-s, *K*-s und *Mg*-s, aber ausserdem sind noch beträchtliche Mengen von Chloriden und Schwefelsäuresalzen vorhanden.

Die gelbe Farbe des Wassers wird durch das Vorhandensein grosser Mengen gelöster organischer Verbindungen verursacht (über 1 gr pro Liter).

Den Schwefelwasserstoffgeruch veranlassen jedoch die Fäulnisprodukte der Eiweissarten.

[1] Dieselben Gesteine wurden von der Geologischen Landesanstalt in Berlin untersucht und in ihnen gleichfalls ein geringer Silbergehalt festgestellt. — LÓCZY.

BRUNNENWASSER-ANALYSEN AUS DER BALATONSEE-UMGEBUNG.

Von Dr. KOLOMAN EMSZT.

1.

Der untere, auf dem Rodostó-Sommersitze des Kurialrichters v. Tőttősy befindiche Brunnen, in rotem Permsandstein. Balatonfüred, Arácser Gebiet.

Das Wasser ist klar, farblos und geruchlos.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	1·0600 gr.
Calciumoxyd	0·0800 „
Magnesiumoxyd	0·2634 „
Eisenoxyd	Spur
Chlor	0·0563 gr.
Schwefelsäure	0·1732 „
Hydrocarbonat	0·3564 „
Freie Kohlensäure	1·13 cm^3
Gesamthärte des Wassers . . .	44·6 Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	27·1 „
Bleibende Härte des Wassers .	17·5 „

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen organischen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·000916 gr. Ammoniak, Salpetersäure, salpetrige Säure sind nicht vorhanden.

2.

Der obere, auf dem Rodostó-Sommersitze des Kurialrichters v. Tőttősy befindliche Brunnen, welcher das Wasser aus unterwerfener Tonschiefer- und Dolomitbänken gewinnt.

Das Wasser ist klar, farb- und geruchlos.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	0·7940 gr.
Calciumoxyd	0·0990 „
Magnesiumoxyd	0·1946 „
Eisenoxyd	Spur
Chlor	0·0289 gr.
Schwefelsäure	0·1510 „
Hydrocarbonat	0·3637 „
Freie Kohlensäure	3·18 cm^3
Gesamthärte des Wassers . . .	36·0 Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	27·1 „
Bleibende Härte des Wassers .	8·9 „

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen organischen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·00044 gr. Ammoniak und salpetrige Säure sind nicht vorhanden, Salpetersäure jedoch in sehr kleinen Mengen.

3.

Aus dem Brunnen der Haltestelle Balatonarács geschöpftes Wasser.
Das Wasser entstammt der unteren Campiler Reihe der Werfener Schichten.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	2·5980 gr.
Calciumoxyd	0·3750 „
Magnesiumoxyd	0·2375 „
Eisenoxyd	Spur
Chlor	0·0621 gr.
Schwefelsäure	1·3775 „
Hydrocarbonat	0·3050 „
Freie Kohlensäure	2·22 cm^3
Gesamthärte des Wassers	70·7 Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	14·2 „
Bleibende Härte des Wassers	56·5 „

Ammoniak, salpetrige Säure und Salpetersäure sind nicht vorhanden.

4.

Wasser aus dem oberen Pumpbrunnen im Weingarten Prof. v. Lóczys in Csopak. (Tiefe 10·85 m, Wassersäule 4·60 m, Wärmegrad des Wassers 11·25 C°).

Das Wasser entstammt dem unteren Campiler schieferigen Sandstein der oberen Werfener Schichten.

Das Wasser ist klar, farb- und geruchlos.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	0·7020 gr.
Calciumoxyd	0·0960 „
Magnesiumoxyd	0·0181 „
Eisenoxyd	Spur
Chlor	0·0041 gr.
Schwefelsäure	0·0333 „
Hydrocarbonat	0·498 „
Freie Kohlensäure	0·211 „
Gesamthärte des Wassers	34·9 Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	23·3 „
Bleibende Härte des Wassers	11·7 „

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen organischen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·00058 gr. Ammoniak, salpetrige Säure und Salpetersäure sind nicht vorhanden.

5.

Wasser aus dem unteren Brunnen von Prof. v. Lóczys Weingarten in Csopak. (Tiefe 13·55 m, Wassersäule 6·70 m, Wärmegrad des Wassers 10·5 C°).

Das Wasser stammt aus den tiefer gelegenen Bänken desselben Schichtkomplexes.

Das Wasser ist klar, farb- und geruchlos.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	1·5130	gr.
Calciumoxyd	0·1140	„
Magnesiumoxyd	0·3363	„
Chlor	0·0924	„
Schwefelsäure	0·2991	„
Hydrocarbonat	0·6780	„
Freie Kohlensäure	0·111	„
Gesamthärte des Wassers	58·2	Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	31·6	„
Bleibende Härte des Wassers	26·2	„

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen organischen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·00034 gr. Ammoniak, salpetrige Säure und Salpetersäure sind nicht vorhanden.

6.

Trinkwasser von Koloman Tóths Sommersitz.

Aus Oberwerfener plattigem Dolomit des Benedülő in Csopak.

Das Wasser ist klar, farb- und geruchlos.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	4·0480	gr.
Calciumoxyd	1·0260	„
Magnesiumoxyd	0·3395	„
Eisenoxyd	Spur	
Chlor	0·1120	gr.
Schwefelsäure	2·2659	„
Hydrocarbonat	0·3711	„
Freie Kohlensäure	1·5	cm^3
Gesamthärte des Wassers	149·3	Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	28·8	„
Bleibende Härte des Wassers	110·5	„

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·000381 gr. Ammoniak und Salpetersäure in Spuren. Salpetrige Säure ist nicht vorhanden.

7.

Csopak, Brunnen des alten Postgebäudes.

Aus dem mittleren Campiler Niveau (d. h. Mergeln und obere Rötplatten) der Oberwerfener Schichten.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	1·9820 gr.
Calciumoxyd	0·1690 „
Magnesiumoxyd	0·2634 „
Eisenoxyd	Spur
Chlor	0·2732 gr.
Schwefelsäure	0·2634 „
Hydrocarbonat	0·2057 „
Freie Kohlensäure	2·19 cm³
Gesamthärte des Wassers . . .	37·2 Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	22·6 „
Bleibende Härte des Wassers .	15·6 „

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen organischen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·00079 gr. Ammoniak und Salpetersäure in Spuren. Salpetrige Säure ist nicht vorhanden.

8.

Brunnen des Herrn v. Szemerey.

Das Wasser ist klar, farb- und geruchlos.

1000 gr Wasser enthalten:

Trockenrückstand	4·4680 gr.
Calciumoxyd	0·4320 „
Magnesiumoxyd	0·9046 „
Eisenoxyd	Spur
Chlor	0·1916 gr.
Schwefelsäure	2·3597 „
Hydrocarbonat	0·7320 „
Freie Kohlensäure	1·11 cm³
Gesamthärte des Wassers . . .	55·6 Grad
Vorübergehende Härte d. Wassers	34·1 „
Bleibende Härte des Wassers .	21·5 „

Zur Oxydation der in 1 Liter Wasser enthaltenen organischen Stoffe verbrauchte Menge Kaliumpermanganats 0·00032 gr. Ammoniak, Salpetersäure und salpetrige Säure sind nicht vorhanden.

ANALYSE DER AM 25-TEN FEBRUAR 1895 ENTNOMMENEN GASPROBE.

Von Dr. LUDWIG ILOSVAY von NAGYILOSVA.

Das Gas stieg aus dem Seeboden des Balaton, an der Ecke Kuszhó der Kerekeder Bucht, unterhalb Csopak und Kövesd empor.

Kohlendioxyd	74·49%
Sauerstoff	4·19%
Stickstoff	21·22%
Zusammen :	100·00%

Nachdem in dem Gase das Volumprozent des Sauerstoffes sich zu dem des Stickstoffes so verhält, wie 16·49 : 83·51, mischt sich vermutlich die Luft schon in tieferen Schichten dem Kohlendioxyd bei, und die Menge des Sauerstoffes wird durch irgend einen Oxydationsvorgang vermindert.[1]

[1] Der Oxydationsvorgang wird wahrscheinlich durch jene verfaulte Pflanzenschicht verursacht, die den Rand der Bucht unter dem Wasser in dicken Schichten bedeckt und durch welche das Gas seinen Weg nimmt. — Lóczy.

I. Band. Physische Geographie des Balatonsees und seiner Umgebung.

I. Teil. Geographische Beschreibung der Balatonsee-Umgebung, samt deren Orographie und Geologie. Von LUDWIG VON LÓCZY.

Geologischer, petrographischer, mineralogischer und mineralchemischer Anhang. Von K. EMSZT, L. v. ILOSVAY, D. LACZKÓ, G. MELCZER, G. RIEGLER, F. SCHAFARZIK, E. SOMMERFELDT, S. v. SZINNYEI-MERSE, P. TREITZ und ST. VITÁLIS. Preis 10 Kr. = M 8.40.

» » Geophysikalischer Anhang. Von DR. ROBERT v. STERNECK, Baron Dr. LORÁND EÖTVÖS und DR. LUDWIG STEINER. Preis 6 Kr. = M 5.20.

» » Palaeontologischer Anhang. Palaeontologie der Umgebung des Balatonsees. (*Vier Bände.*) Von G. v. ARTHABER, F. A. BATHER, A. BITTNER, J. v. BÖCKH, K. DIENER, FR. FRECH, J. HALAVÁTS, O. JAEKEL, E. KITTL, TH. KORMOS, E. LŐRENTHEY, J. MÉHES, K. v. PAPP, J. TUZSON, E. M. VADÁSZ, P. VINASSA DE REGNY, ST. VITÁLIS und A. WEISS. **Es sind bereits erschienen: Band I** (Preis 30 Kr.) **und IV** (Preis 20 Kr.).

II. Teil. Hydrographie des Balatonsees. Von EUGEN VON CHOLNOKY.

III. » Limnologie des Balatonsees. Von EUGEN VON CHOLNOKY. Preis 6 Kr. = M 5.20.

IV. » 1. Sektion. Die klimatologischen Verhältnisse der Umgebung des Balatonsees. Von Dr. JOH. CANDID SÁRINGER. Preis 7 Kr. = M 6.20.

» » 2. » Die Niederschlagsverhältnisse der Umgebung des Balatonsees. Von EUGEN VON BOGDÁNFY. Preis 4 Kr. = M 3.50.

» » 3. » Resultate der Phytophänologischen Beobachtungen in der Umgebung des Balatonsees. Aus dem Nachlasse des weil. Dr. MORITZ STAUB, in Druck gelegt von DR. J. BERNÁTSKY. Preis 6 Kr. = M 5.20.

V. Teil. Die physikalischen Verhältnisse des Wassers des Balatonsees.

» » 1. Sektion. Temperatur des Balatonseewassers. Von Dr. JOH. CAN. SÁRINGER. Preis 3 Kr. = M 2.60.

» » 2. » Die Farbenerscheinungen des Balatonsees. Von EUG. v. CHOLNOKY und

» » 3. » Die Reflexionserscheinungen der bewegten Wasserflächen. Von DR. BARON BÉLA HARKÁNYI. Preis zusammen 6 Kr. = M 5.20.

» » 4. » Das Eis des Balatonsees. Von DR. EUG. v. CHOLNOKY. Preis 10 Kr. = M 8.40.

VI. Teil. Chemische Eigenschaften des Wassers des Balatonsees. Von Dr. LUDWIG von ILOSVAY. Preis 1 Kr. 60 H. = M 1.40.

II. Band. Die Biologie des Balatonsees.

I. Teil. Fauna. — Einleitung und allgemeine Übersicht. Von Dr. GÉZA ENTZ. 1—14. Sektion, von mehreren Mitarbeitern. Preis 14 Kr. = M 12.—

Anhang. Beiträge zur Kenntnis des Planktons des Balaton. Von DR. GÉZA ENTZ. jun. und I. Nachtrag zu den lebenden Weichtieren. Von DR. ARTUR WEISS. II. Nachtrag von THEODOR KORMOS. Preis 5 Kr. = M 4.20.

II. Teil. Flora. 1. Sekt. Kryptogame Flora des Balatonsees und seiner Umgebung. Von Dr. JULIUS VON ISTVÁNFFY. Preis 6 Kr. = M 5.20.

Anhang. Die Bacillarien des Balatonsees. Von DR. JOSEF PANTOCSEK. Preis 15 Kr. = M 12.50.

II. Teil. Flora. 2. Sekt. Die Pflanzengeographischen Verhältnisse der Balatonseegegend. Von weil. Dr. Vinzenz von Borbás von Dejtér. Deutsche Bearbeitung von Dr. Eugen Bernátsky. Preis 10 Kr. = M 8.40.

Anhang. Die tropischen Nymphaeen des Hévizsees bei Keszthely. Von Dr. Alexander Lovassy. Preis 10 Kr. = M 8.40.

III. Band. Sozial- und Anthropogeographie des Balatonsees.

I. Teil. 1. Sektion. Spuren von prähistorischen und antiken Wohnsitzen um Veszprém. Von Julius Rhé. Preis 5 Kr. = M 4.20.

» » 2. Sektion. Archäologische Skizze der Umgebung des Balatonsees. Von Dr. Valentin Kuzsinszky.

» » 3. Sektion. Kirchen und Burgen der Umgebung des Balaton im Mittelalter von Dr. Remigius Békefi. Preis 20 Kr. = M 16.80.

II. » Ethnographie der Umwohner des Balatongestades. Von Dr. Johann Jankó. Nach Ableben des Autors deutsch bearbeitet von Dr. Willibald Semayer. Preis 20 Kr. = M 16.80.

III. » Anthropologie der Umwohner des Balatongestades. Aus dem Nachlasse des weil Dr. Johann Jankó bearbeitet von Dr. Willibald Semayer.

IV. » Beschreibung der Kurorte und Sommerfrischen am Balatonsee. Von Dr. Stefan von Boleman. Preis 5 Kr. = M 4.20.

V. » Bibliographie des Balatonsees. Von Dr. Johann Sziklay. Preis 5 Kr. = M 4.20.

Topographischer und Geologischer Atlas.

I. Teil. Spezialkarte des Balatonsees und seiner Umgebung. Von Dr. Ludwig von Lóczy. Preis 6 Kronen. = M 5.20.

II. » Geologische Spezialkarte und Profile des Balatonsees und seiner Umgebung. Von Dr. Ludwig von Lóczy.

Dies Werk erscheint in einzelnen Teilen in der Reihenfolge, in welcher die selbständigen Teile zum Abschluss gelangen. **Die bereits erschienenen Teile sind unterstrichen.**

Ludwig von Lóczy,
Präsident der Balatonsee-Kommission der Ung. Geogr. Gesellschaft.

ERSCHEINT IN KOMMISSION DER VERLAGSHANDLUNG VON
ED. HÖLZEL, WIEN,
IV/2. Luisengasse 5.

K. U. K. HOFBUCHDRUCKEREI V. HORNYÁNSZKY.











